



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Dipòsits sedimentàrio-exhalatius del Paleozoic del SW dels Catalànides: model de dipòsit

Carles Canet Miquel

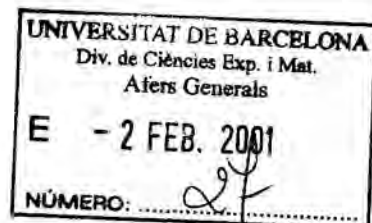


Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0. Spain License.**

Departament de Cristal·lografia, Mineralogia
Dipòsits Minerals Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona



Dipòsits sedimentàrio-exhalatius del Paleozoic del SW dels Catalànides: model de dipòsit



BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700860419

Carles Canet Miquel

2001

CAPÍTOL IV

DIPÒSITS CARBONÍFERS DEL MAS DEL BESSÓ: GEOLOGIA I MINERALOGIA

4.1. MINERALITZACIÓ DEL MAS DEL BESSÓ (Zn-Cu-Fe-Pb)

El dipòsit del Mas del Bessó es localitza a la vall alta del riu Montsant, que separa la Serra de la Llena de les Muntanyes de Prades pròpiament dites. La mina que explotà aquest dipòsit és coneguda com *Mina San Antonio*, i se situa en el terme municipal d'Ulldemolins (Priorat), molt a prop del límit territorial amb Vilanova de Prades (Conca de Barberà).

El dipòsit, de morfologia estratiforme, es disposa a banda i banda del riu Montsant, i està encaixat en sèries turbidítiques d'edat namuriana. La mineralització es troba associada a una barra de dolomia. L'extensió lateral de la mineralització és considerable, doncs assoleix els 1500 metres. La mineralització es pot descriure bàsicament com una intercalació de nivells d'epidotita i llentions de sulfurs massissos amb ganga de ferroactinolita. Aquest marc general va fer que el dipòsit fos catalogat inicialment de vulcanogènic (IGME, 1974). Melgarejo (1987) va assignar el dipòsit al grup dels sedimentarioexhalatius.

L'explotació d'aquest dipòsit s'inicià a l'Eneolític. Vilaseca (1973) descriu la troballa de més de 70 malls de miners, fets de pòrfir, a la Solana del Bepo a Ulldemolins. Sembla que aquests malls es van usar en la extracció de menes secundàries de coure (malaquita i atzurita, de fundició més fàcil que els sulfurs).

Posteriorment no es té constància de que aquestes mines fossin aprofitades, fins al segle XIX en que es van reiniciar els treballs d'extracció del Cu. L'explotació es va mantenir activa fins a principis del segle XX. Finalment, a l'any 1967, la *Real Compañía Asturiana de Minas* va treballar en la valoració del dipòsit, realitzant una sèrie de sondatges i d'altres treballs de reconeixement, essent els últims treballs que s'han realitzat en aquestes mines. Segons aquest estudi, aquest dipòsit conté 250.000 tm, amb unes lleis mitjanes de 2.5 % Pb, 2.5 % Zn, 0.5 % Cu, 80 ppm d'Ag, i 500 ppm de Cd.

Com a indicis d'activitat minera es poden reconèixer actualment 15 calicates d'escassa profunditat que es distribueixen al llarg del dipòsit, 3 pous força profunds (un d'ells assoleix 70 metres de fondària), 2 galeries d'extracció de mineral i 5 escombreres de certa entitat (apart de les acumulacions d'enderrocs originades per la realització de les calicates) (Figura 4.1).

Del conjunt d'afloraments de la mineralització se n'ha seleccionat per a fer-ne un mostreig exhaustiu aquells que s'han considerat més representatius. A cadascun d'aquests indicis, per a

facilitar-ne la localització, se l'ha donat un nom de camp: Bes-y, Bes-1-a, Bes-1-c, Bes-1-d, Bes-1, Bes-2, Bes-3 i Bes-5; la situació d'aquests punts està indicada a la figura 4.1.

4.1. ENTORN GEOLÒGIC

La mineralització del Mas del Bessó està associada a uns nivells de dolomia de potència mètrica encaixats en les sèries predominantment detrítiques del Namurià Inferior (Unitat d'Ulldemolins). En aquest sector la Unitat d'Ulldemolins presenta a la seva base de 150 a 200 m d'alternances mètriques de gresos i pelites, amb algun nivell intercalat de conglomerats amb base erosiva. Segueixen fins a 200 metres de materials pelítics, constituïts essencialment per pissarres grises i lutites. Al sostre d'aquestes pissarres és on apareixen els nivells dolomítics i la mineralització estratiforme associada. Les dolomies es disposen en un nivell de limitada extensió lateral, doncs afluïren de forma discontinua al llarg de 500 metres. La potència oscil·la entre 1 i 5 metres. S'hi superposa una unitat constituïda predominantment per materials detrítics més grollers: a la base, i gairebé immediatament per sobre de la mineralització, apareixen dos nivells de conglomerats de potència mètrica, de base acanalada, que presenten granoclassificació negativa. Seguidament hi ha 200 metres de pissarres grises amb intercalacions mil·limètriques de gresos (Melgarejo 1987).

La sèrie paleozoica es troba plegada formant l'anticlinori d'Ulldemolins. Aquesta estructura consisteix en la interferència de plects de primera i segona fase, cadascuna de les quals té associada una esquistositat de pla axial molt pobrament definida. En el sector de la mina *San Antonio* l'estructura principal és un plec tombat de vergència NE i flancs apretats, el qual va ser generat per la segona fase del plegament hercinià (figura 4.2). En associació a aquests plec es desenvolupa una feble esquistositat de crenul·lació poc penetrativa, i que sols es pot reconèixer amb claredat en els materials pelítics. La mineralització del Mas del Bessó se situa en el flanc invers del plec, tot i que també existeixen petits indicis en el flanc normal, a uns 2 km a l'Est d'Ulldemolins (figura 4.2). Sobre alguns d'aquests

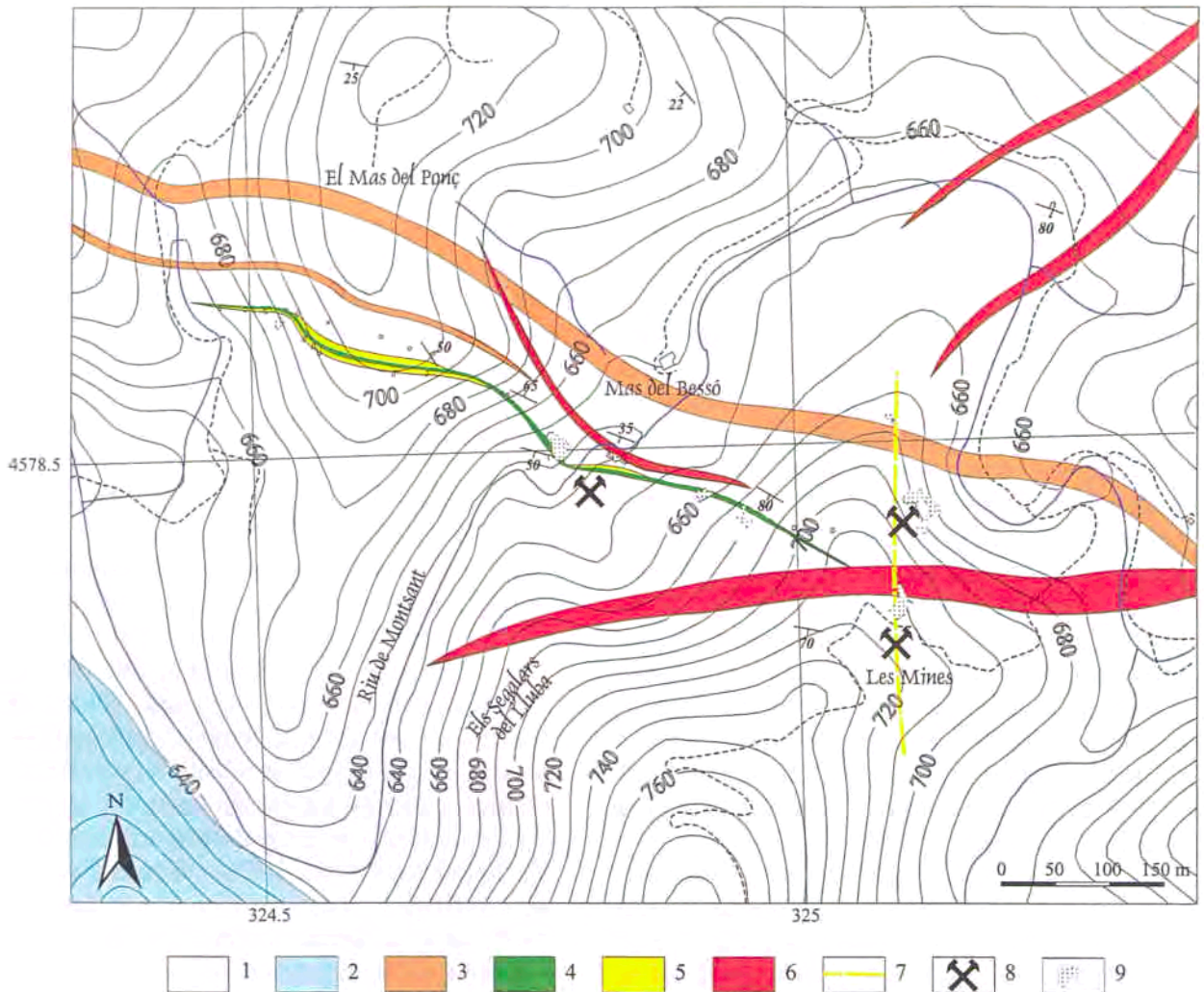


Figura 4.1. Contexte geològic de la mineralització del Mas del Bessó. Situació de les antigues explotacions. Unitat d'Ulldemolins: 1 = pissarres 2 = gresos grisos 3 = conglomerats 4 = epidotita amb sulfurs 5 = dolomies. 6 = pòrfir granític tardihercinià; 7 = filons post-hercínians; 8 = antigues explotacions extractives; 9 = escombrera de mina.

Figura 4.1. Contexto geológico de la mineralización del Mas del Bessó. Situación de las antiguas explotaciones. Unidad de Ulldemolins: 1 = pizarras 2 = areniscas 3 = conglomerados 4 = epidotita con sulfuros 5 = dolomías. 6 = pórfido granítico tardihercínico; 7 = filones post-hercínicos; 8 = antiguas explotaciones extractivas; 9 = escombrera de mina.

indicis també s'hi havien fet en època indeterminada treballs de reconeixement.

Com a conseqüència, la disposició del nivell mineralitzat té en la mina *San Antonio* una direcció aproximadament de 120° , i el cabussament es troba invertit a la zona oriental i propera al riu; però a mesura que ens dirigim cap a l'extrem occidental de la mineralització, les capes es van verticalitzant, i a les zones topogràficament més altes del dipòsit les capes arriben a presentar un cabussament normal de 50° .

El plec es troba tallat per un conjunt de dics de pòrfir granític, corresponents al magmatisme tardihercinià. D'aquests dics de pòrfir n'hi ha un que localment es disposa en contacte amb les dolomies i la mineralització. Aquest dic presenta un emplaçament subconcordant amb l'estratificació del flanc invers del

plec (figures 4.1 i 4.2). En el contacte apareix una mineralització tipus *skarn* sobreimposada a la mineralització estratiforme primària. Associades al dic apareixen bretxes magmàtiques. Es disposen principalment a banda i banda del dic de pòrfir, però també en dics de potència decimètrica que tallen les pissarres. Aquestes bretxes contenen clastos de pissarres, gresos i també de la mineralització.

El conjunt és tallat per filons situats sobre falles d'edat alpina. Aquests filons, d'amplada decimètrica, no estan deformats i estan constituïts per quars i anquerita, amb galena, esfalerita, calcopirita, pirita i altres sulfurs i arsenurs.

Per últim, la serra de la Llena, situada al N del dipòsit, està constituïda per conglomerats paleògens de la Conca de l'Ebre.

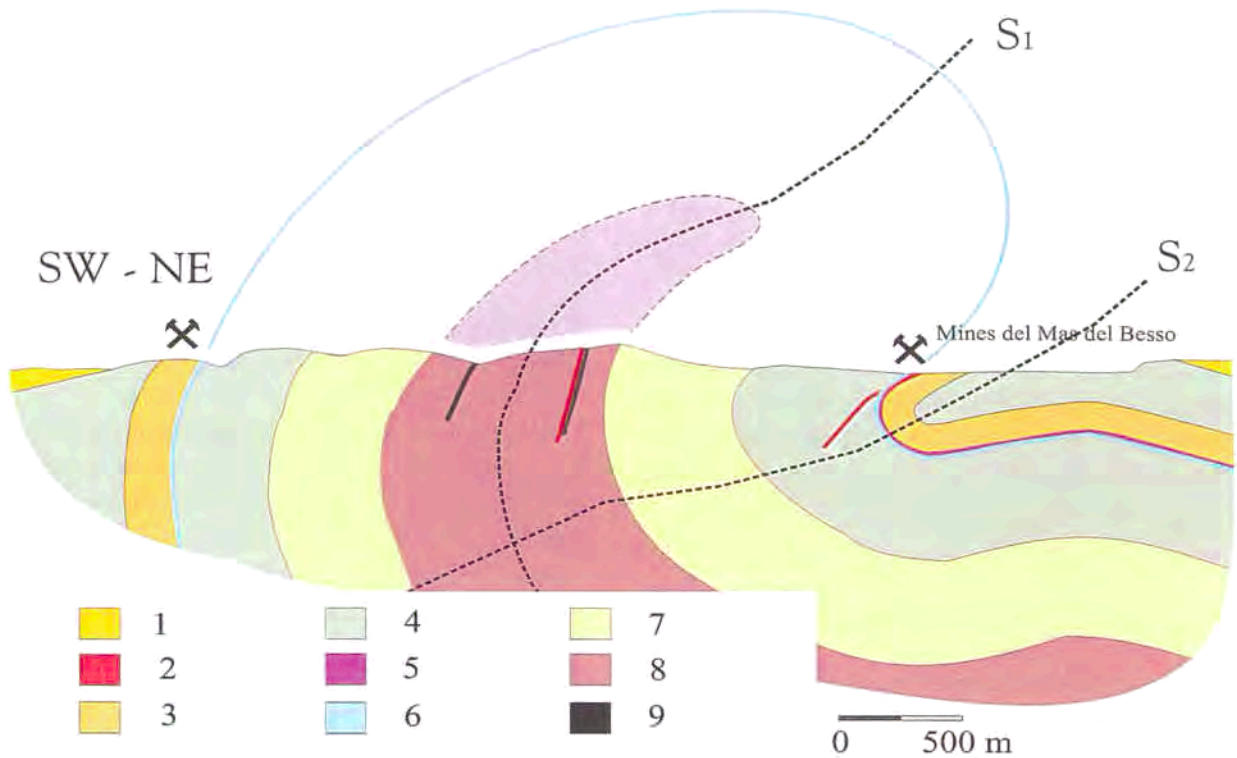


Figura 4.2. Tall geològic del sector d'Ulldemolins. Situació de la mineralització estratiforme del Mas del Bessó i dels indicis en el flanc normal del plec de segona fase.

1= Paleògen: lutites i conglomerats; 2= pòrfirs granítics tardihercínians; 3= gresos (Namurià Inferior); 4= pissarres (Namurià Inferior); 5= conglomerats (Namurià Inferior); 6= dolomies i nivells mineralitzats (Namurià Inferior); 7= gresos (Viseà); 8= pissarres (Viseà); 9= nivells mineralitzats (Viseà).

Figura 4.2. Corte geológico del sector de Ulldemolins. Situación de la mineralización estratiforme del Mas del Bessó y de los indicis situados en el flanco normal del pliegue de segunda fase.

1= Paleógeno: lutitas y conglomerados; 2= pórfidos graníticos tardihercínicos; 3= areniscas (Namuriense Inferior); 4= pizarras (Namuriense Inferior); 5= conglomerados (Namuriense Inferior); 6= dolomías y niveles mineralizados (Namuriense Inferior); 7= areniscas (Viseense); 8= pizarras (Viseense); 9= niveles mineralizados (Viseense).

4.2. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT

En el dipòsit del Mas del Bessó es poden diferenciar tres tipus de mineralització: 1) estratiforme, 2) en *skarn* i 3) en breixa magmàtica.

En la mineralització estratiforme es poden diferenciar, a la seva vegada, nivells que es caracteritzen perquè en cadascun hi predomina un mineral. Els diferents nivells presenten una potència i una continuïtat lateral molt variables (Figura 4.3).

3). Els nivells que utilitzarem en la descripció són els següents: 1a) nivells d'epidotita, 1b) nivells amfibòlics, 1c) nivells de sulfurs massissos, 1d) nivells feldspàtics, 1e) nivells de dolomicrita, 1f) nivells pelítics, i 1g) nivells detrítics grollers.

4.2.1. Mineralització estratiforme

L'extensió lateral del tram mineralitzat estratiforme supera els 1500 metres, i la potència varia des d'algun centímetre a la llera del riu fins a uns 3 metres a poca distància, probablement per *boudinage*.

4.2.1.1. Nivells d'epidotita

Són els majoritaris en la major part de la mineralització, i el seu nombre és variable en cadascun dels diferents perfils que s'han realitzat. La potència d'aquests nivells és molt variable. En la majoria dels afloraments tenen entre 1.5 i 2 metres, però en l'aflorament de la llera del riu presenten un gruix total no superior a uns pocs centímetres.

4.2.1.2. Nivells rics en amfibol

Tenen potència centimètrica a decimètrica i es troben intercalats en els paquets de sulfurs massissos. Contenen entre el 5 i el 10 % modal d'esfalerita disseminada.

4.2.1.3. Sulfurs massissos

Els sulfurs es disposen en lletions de no gaire continuïtat lateral, i una potència màxima de mig metre. Part dels sulfurs es troba també en vetes de pocs mil·límetres de gruix. Normalment es distingeix més d'un nivell de sulfurs intercalats en els nivells calcosilicatats (figures 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7).

4.2.1.4. Nivells feldspàtics

Son escassos en aquest dipòsit, doncs només s'han trobat en dos afloraments (*Bes-2* i *Bes-y*). Es tracta de nivells de gruix centimètric, situats en el contacte entre la pissarra i els nivells de calcosilicats amb sulfurs.

4.2.1.5. Dolomicrites

Es tracta de dolomies micrítiques amb aspecte taulejat, que afluïren de forma discontinua en els afloraments occidentals, al llarg d'uns 500 metres. Encara que parcialment reemplaçada, la dolomia aflora aïlladament també al marge dret del riu, a l'aflorament *Bes-3*. Pel que fa a la potència, supera els 2.5 metres en l'aflorament *Bes-1-a*. En altres afloraments únicament es poden caracteritzar alternances mil·limètriques o centimètriques de dolomia i pissarra (Figura 4.7).

4.2.1.6. Encaixant pelític

És tracta de pissarres grises constituïdes en alguns casos per minerals de mida de gra argila, i en altres per minerals de mida llim, afectats per un metamorfisme regional de molt baix grau.

4.2.1.7. Nivells de materials detrítics grollers

Són essencialment gresos i conglomerats. Es disposen immediatament per sobre dels carbonats. Presenten granoclassificació negativa i base erosiva. La potència de la barra de gresos i conglomerats

solapats sobre la mineralització és de fins a 5 metres. Típicament, aquests gresos i conglomerats presenten disseminacions de pirita. D'altres nivells de gresos i conglomerats apareixen intercalats en les metapelites a uns 25 m per sobre en la sèrie. La potència d'aquestes barres és molt més gran; doncs poden arribar a tenir desenes de metres, i a diferència dels anteriors no presenten cap enriquiment significatiu en sulfurs.

4.2.2. Mineralització de reemplaçament tipus skarn

Al contacte amb el dic de pòrfir amb els nivells de dolomicrita hi ha una mineralització de reemplaçament, no estructurada amb aspecte massís, que consisteix essencialment en una silicificació, acompanyada de desenvolupament de granat i clorita (Figura 4.8). Aquestes zones són riques en disseminacions de galena i scheelita.

4.2.3. Bretxa magmàtica

A l'aflorament *Bes-3* apareix una bretxa magmàtica (*pebble dike*), associada a l'emplaçament del dic de pòrfir. La bretxa es disposa en petits dies d'amplada decimètrica, aproximadament concordants amb l'encaixant sedimentari, a banda i banda del dic de pòrfir (Figura 4.4). L'emplaçament de la bretxa tingué lloc com a resultat de l'activitat magmàtica subvolcànica que originà el dic de pòrfir; d'altres exemples similars han estat descrits vinculats al plutó d'Alforja (Serra i Enriquer 1989).

4.3. ESTRATIGRAFIA DEL DIPÒSIT

Degut al caràcter majoritàriament estratiforme de la mineralització, el seu mostreig i posterior estudi s'han realitzat a partir d'una sèrie de columnes representatives del dipòsit. Les columnes es distribueixen al llarg de la mineralització, i la seva situació es mostra a la figura 4.7. Són les següents:

4.3.1. Sèrie *Bes-1*

El tram mineralitzat està encaixat en pissarres, i té una potència total de 4 m.

La base consisteix en un paquet d'epidotita de gairebé 1 m. Aquesta epidotita conté petites quantitats de calcopirita disseminada, i en alguns sectors és parcialment afectada per una silicificació.



Figura 4.3. Vista general de les explotacions de la riba esquerra del Montsant, sobre el nivell de sulfurs invertit. El roquer és un dic de pòrfir granític tardihercinià.

Figura 4.3. Vista general de las explotaciones de la ribera izquierda del Montsant, sobre el nivel de sulfuros invertido. El roquedo es un dique de pórfido granítico tardihercínico.



Figura 4.4. Galeria de mina excavada sobre el nivell de sulfurs, verticalitzat en aquest punt, a la riba esquerra del Montsant.

Figura 4.4. Galeria de mina excavada sobre el nivel de sulfuros, verticalizado en este punto, en la ribera izquierda del Montsant.



Figura 4.5. Aflorament Bes-1. Nivells verticals de sulfurs massissos (alteració blanca a sulfats) entre calcosilicats (bru).

Figura 4.5. Afloramiento Bes-1. Niveles verticalizados de sulfuros masivos (alteración blanca a sulfatos) entre calcosilicatos (marrón).



Figura 4.6. Trinxera i galeria excavades sobre un aflorament de calcosilicats i sulfurs a la riba dreta del Montsant.

Figura 4.6. Trincheras y galerias excavadas sobre un afloramiento de calcosilicatos y sulfuros en la ribera

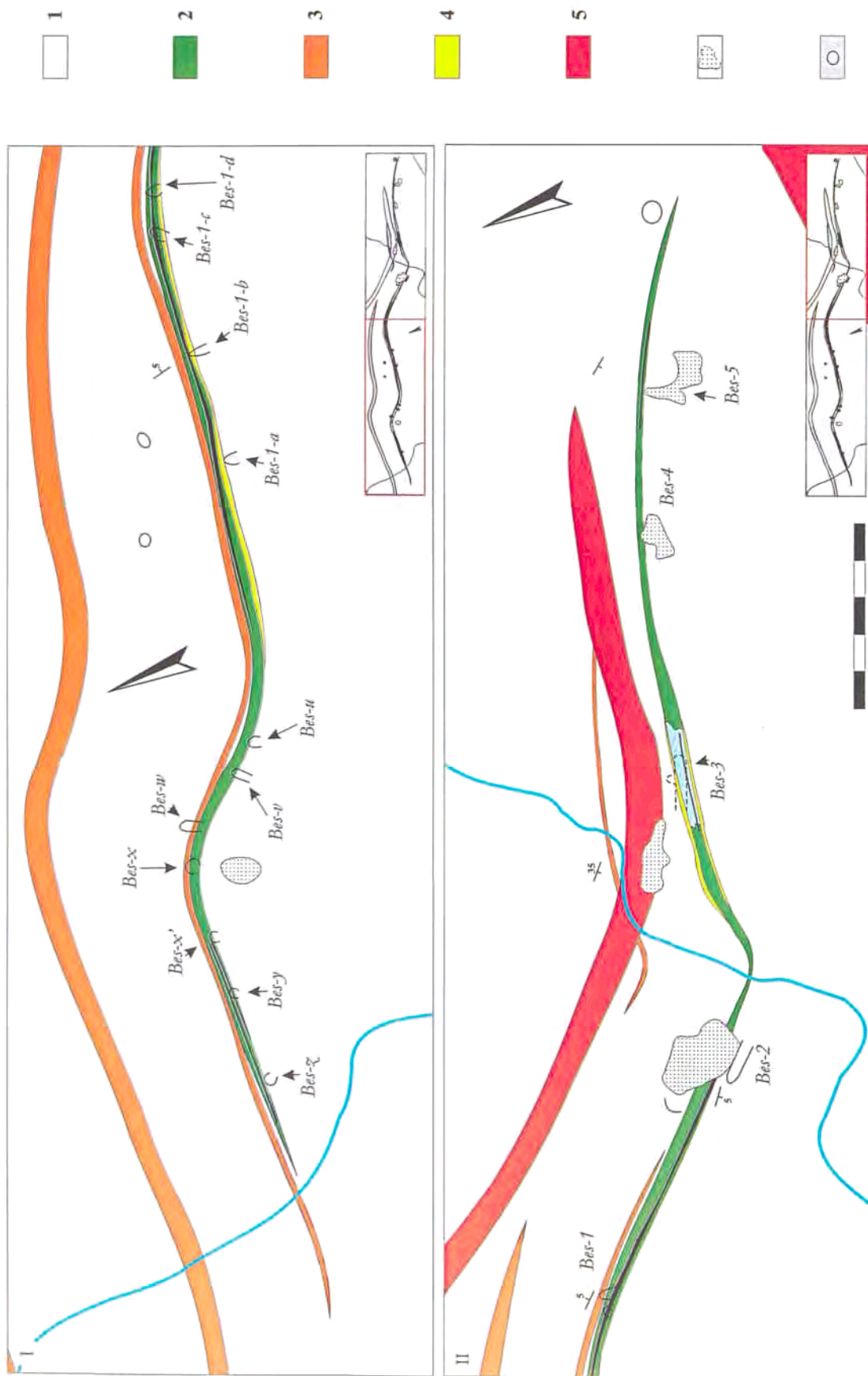


Figura 4.7. Situació de les columnes realitzades per l'estudi del Mas del Bessó. 1 = pissarres grises; 2 = calcosilicats amb sulfurs; 3 = conglomerats; 4 = dolomies; 5 = pòfir granític, 6 = escambra de mina; pou de mina.

Figura 4.7. Situación de las columnas realizadas para el estudio del Mas del Bessó. 1 = pizarras grises; 2 = calcosilicatos con sulfuros; 3 = conglomerados; 4 = dolomias; 5 = pórfido granítico; 6 = escambra de mina; 7 = pozo de mina.

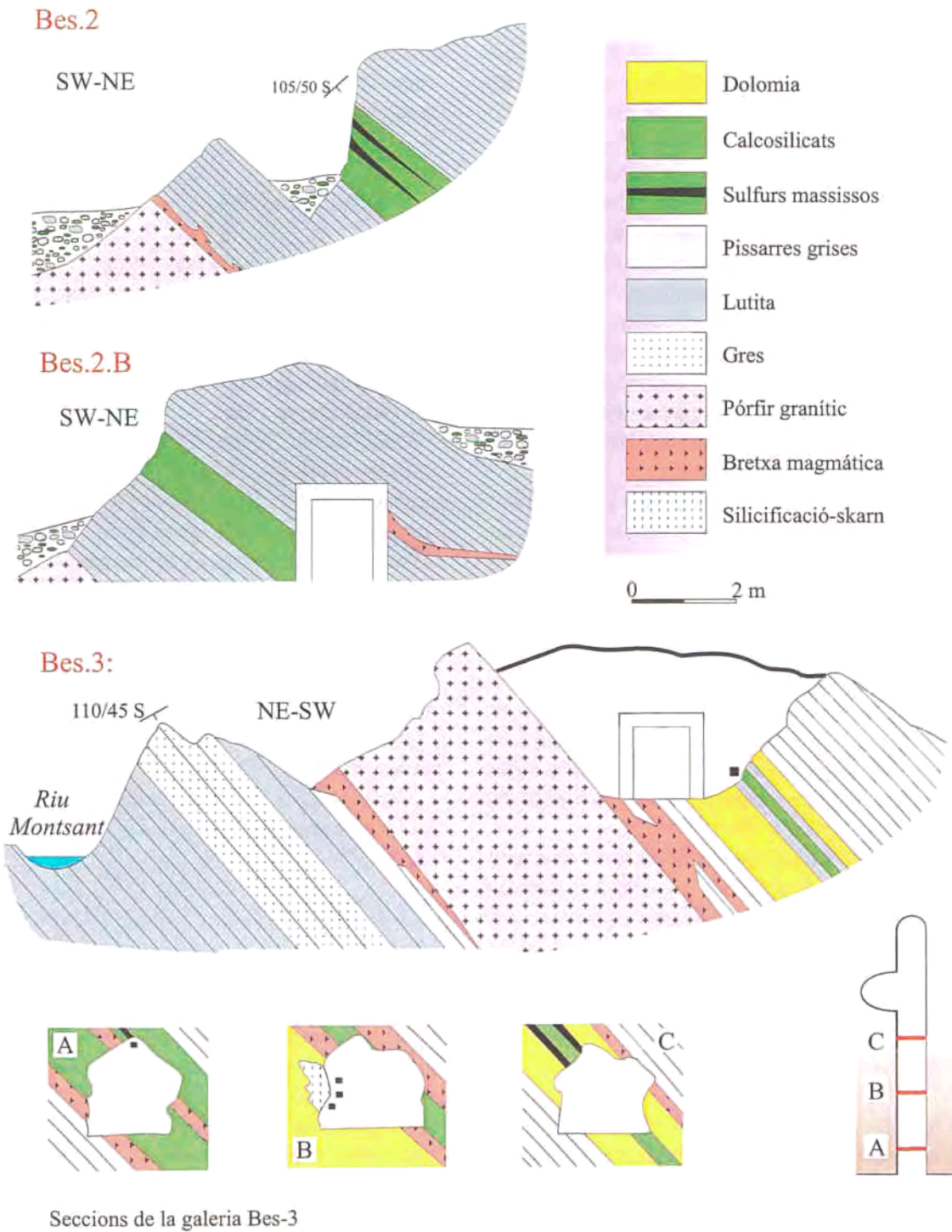


Figura 4.8. Les mines del Mas del Bessó d'Ulldemolins, talls i esquemes dels afloraments propers a la llera del riu Montsant, en la mina situada a la riba dreta del riu (Bes-2, Bes-2-b) i en la mina situada a la riba esquerra (Bes-3), i de la galeria de de mina de l'aflorament Bes-3.

Figura 4.8. Minas del Mas del Bessó de Ulldemolins, cortes y esquemas de los afloramientos cercanos al lecho del rio Montsant, en la ribera derecha del río (Bes-2, Bes-2-b) y en la ribera izquierda del mismo (Bes-3), y de la galeria de mina del afloramiento Bes-3.

Cap al sostre s'enriqueix progressivament en amfibol i esfalerita disseminada, fins donar lloc a un nivell d'amfibol ric en esfalerita d'uns 30 cm. Una sèrie de vetes deformades d'esfalerita i calcopirita apareixen restringides al nivell d'amfibol i també al sostre del nivell d'epidotita. El nivell d'amfibol passa de manera gradual a un nivell de sulfurs massissos d'uns 30 cm de potència. Aquest nivell es compon essencialment d'esfalerita. Cap al seu sostre, però, conté intercalacions mil·limètriques d'epidotita i està constituït majoritàriament per calcopirita.

Per sobre del nivell de sulfurs massissos es disposa un nivell d'uns 40 cm d'epidotita massissa de gra fi amb calcopirita disseminada. La mida dels grans d'epidota augmenta cap al sostre del nivell. Diverses vetes i cossos nodulars d'epidota predeformatius queden restringits a aquest nivell.

Un nivell pelític ric en calcopirita, esfalerita i epidota disseminades, d'uns 20 cm de potència, es superposa al tram d'epidotita; el contacte entre aquestes dues unitats és progressiu. Per sobre hi ha un nivell de 25 cm constituït per amfibol ric en esfalerita, calcopirita i epidota, que dona lloc a un nivell d'uns 5 cm d'epidotita. A l'anterior nivell el cobreix un altre de 40 cm d'esfalerita massissa, que conté cap al seu sostre alguna intercalació centimètrica d'epidotita. El contacte entre la unitat d'esfalerita massissa i el nivell d'epidotita infrajacent és bastant irregular.

La sèrie continua amb un nivell de pissarres estèrils de 20 cm de potència, seguides per un nivell massís d'epidotita de gairebé 1 m de gruix. Cap al sostre, el nivell d'epidotita conté cristalls poiquiloblàstics de calcita (Figura 4.9).

4.3.2. Sèrie Bes-1-a

La base de la columna està formada per alternances mil·limètriques de pissarra i dolomicrita, que dona pas a un paquet de 2,5 m de potència de dolomicrita massissa, que conté alguns nivells mil·limètrics de clorita. Aquesta dolomicrita està tallada per vetes deformades de calcita, de potència mil·limètrica i desenvolupament decimètric. Cap al sostre aquest tram de dolomicrita és ric en epidota, amfibol càlcic, grossulària i calcita poiquiloblàstica.

Per sobre es reconeix un nivell de 40 cm de sulfurs massissos situats al sostre de la barra de dolomia. Aquest nivell està format per esfalerita, amb quantitats menys importants de calcopirita i marcassita. Els minerals de ganga són epidota i quars. En superfície, els sulfurs es troben afectats per una avançada meteorització, de manera que es troben reemplaçats per una mescla d'òxids,

hidròxids, carbonats i sulfats (goethita, hidrozincita, smithsonita, cerussita, anglèsita, brochantita, etc.) El nivell de sulfurs massissos està limitat superiorment per un paquet detrític groller, constituït per gresos i conglomerats (Figura 4.10).

4.3.3. Sèrie Bes-1-b

La base està constituïda per pissarres grises. Per sobre apareix un nivell d'epidota d'uns 25 cm, que es troba parcialment silicificat. El contacte entre l'epidotita i les pissarres infrajacentes és sobtat. El nivell d'epidotita conté vetes i nòduls predeformatius d'epidota de gra mig.

Per sobre apareixen unes alternances centimètriques de pissarra i dolomicrita amb una potència total d'1,5 m, seguides d'uns 25 cm de lutita estèril. Per sobre, amb un contacte molt definit, apareix un paquet d'epidota laminada de 2,25 m de potència, que conté cap a la seva meitat dues intercalacions de sulfurs massissos d'uns 25 cm cadascun. Els sulfurs massissos es componen principalment d'esfalerita, acompanyada de quantitats menors de calcopirita, epidota i quars. Superficialment presenten una alteració meteorítica avançada.

Finalment, al sostre de la mineralització apareixen els gresos grollers enriquits en sulfurs (Figura 4.11).

4.3.4. Sèrie Bes-2

En aquesta part del dipòsit la potència total del nivell mineralitzat, que es troba encaixat en pissarres grises, no excedeix de 1,75 m.

A la base apareix un nivell d'epidota d'uns 15 cm, que conté calcopirita i esfalerita disseminades, i calcita poiquiloblàstica. Un nivell de 10 cm de potència d'esfalerita massissa es situa sobre l'anterior, i conté epidota, quars i calcopirita. Aquest nivell és seguit d'un nivell d'epidotita massissa de gra fi de 20 cm, més un altre nivell d'esfalerita massissa de 15 cm.

Per sobre es disposa un paquet d'epidotita amb una potència total de 90 cm, que conté una intercalació centimètrica d'esfalerita massissa cap a la seva meitat. L'epidotita és de gra fi i ben laminada a la base, mentre que al sostre és de gra mig i no està estructurada. Seguidament apareixen les pissarres grises, segons un contacte progressiu. Per sobre del contacte, les pissarres grises contenen epidota disseminada, vetes predeformatives d'epidota de potència submil·limètrica, i cossos nodulars mil·limètrics d'epidota de gra mig (Figures 4.4 i 4.13).

Situació de les mostres

Fàcies

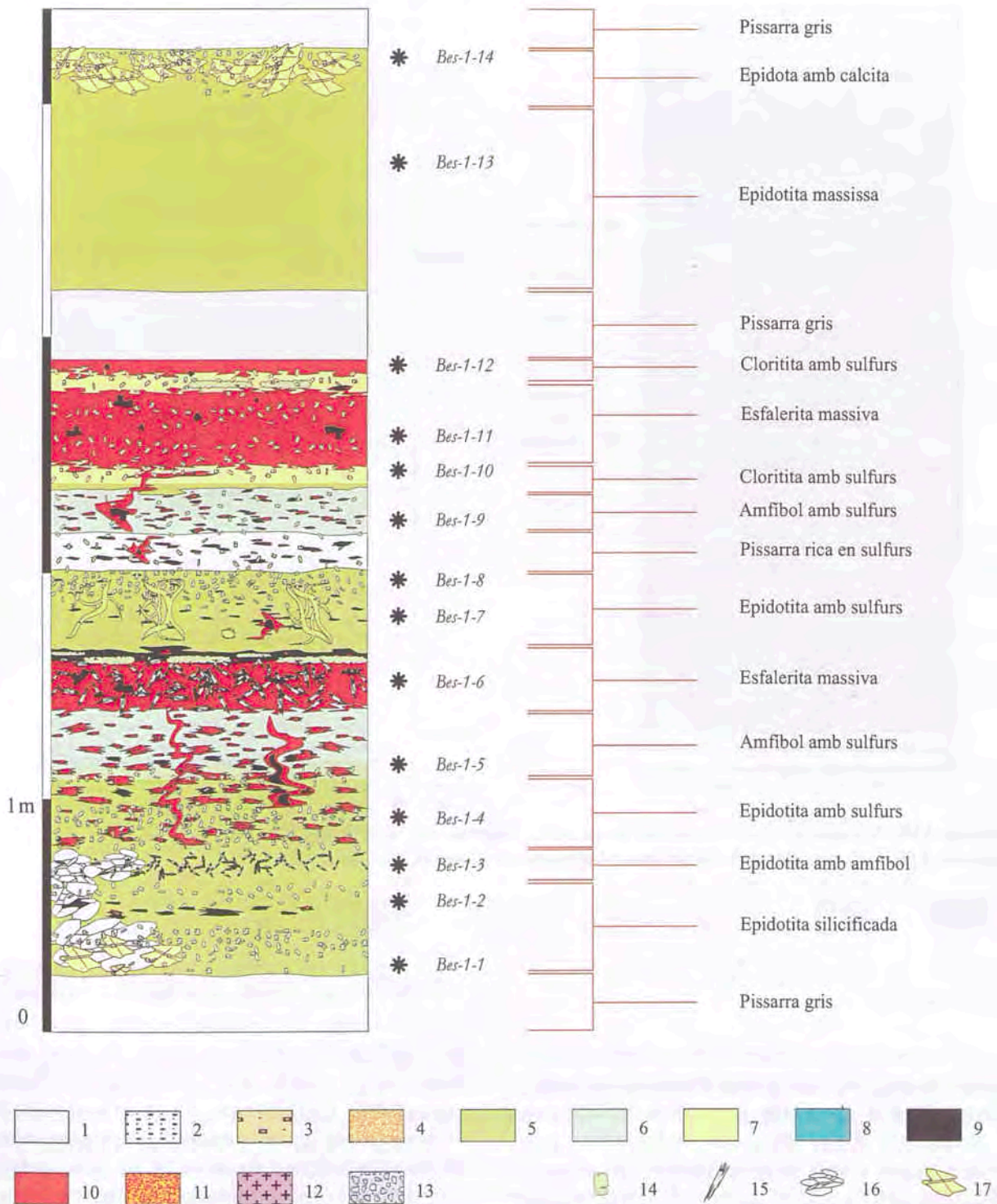


Figura 4.9. Columna Bes-1, situació de les mostres.

1= pissarra gris; 2= gres; 3= conglomerat; 4= dolomia; 5= epidotita; 6= nivell d'amfibol càlcic; 7= cloritita; 8= nivell feldspàtic; 9= calcopirita; 10= esfalerita; 11= alteració supergènica dels sulfurs; 12= pòrfir granític; 13= bretxa magmàtica; 14= epidota; 15= amfibol; 16= quars; 16= calcita.

Figura 4.9. Columna Bes-1, situación de las muestras.

1= pizarra gris; 2= arenisca; 3= conglomerado; 4= dolomía; 5= epidotita; 6= nivel de amfibol cálcico; 7= cloritita; 8= nivel feldespático; 9= calcopirita; 10= esfalerita; 11= alteración supergénica de los sulfuros; 12= pórfido granítico; 13= brecha magmática; 14= epidota; 15= amfibol; 16= cuarzo; 16= calcita.

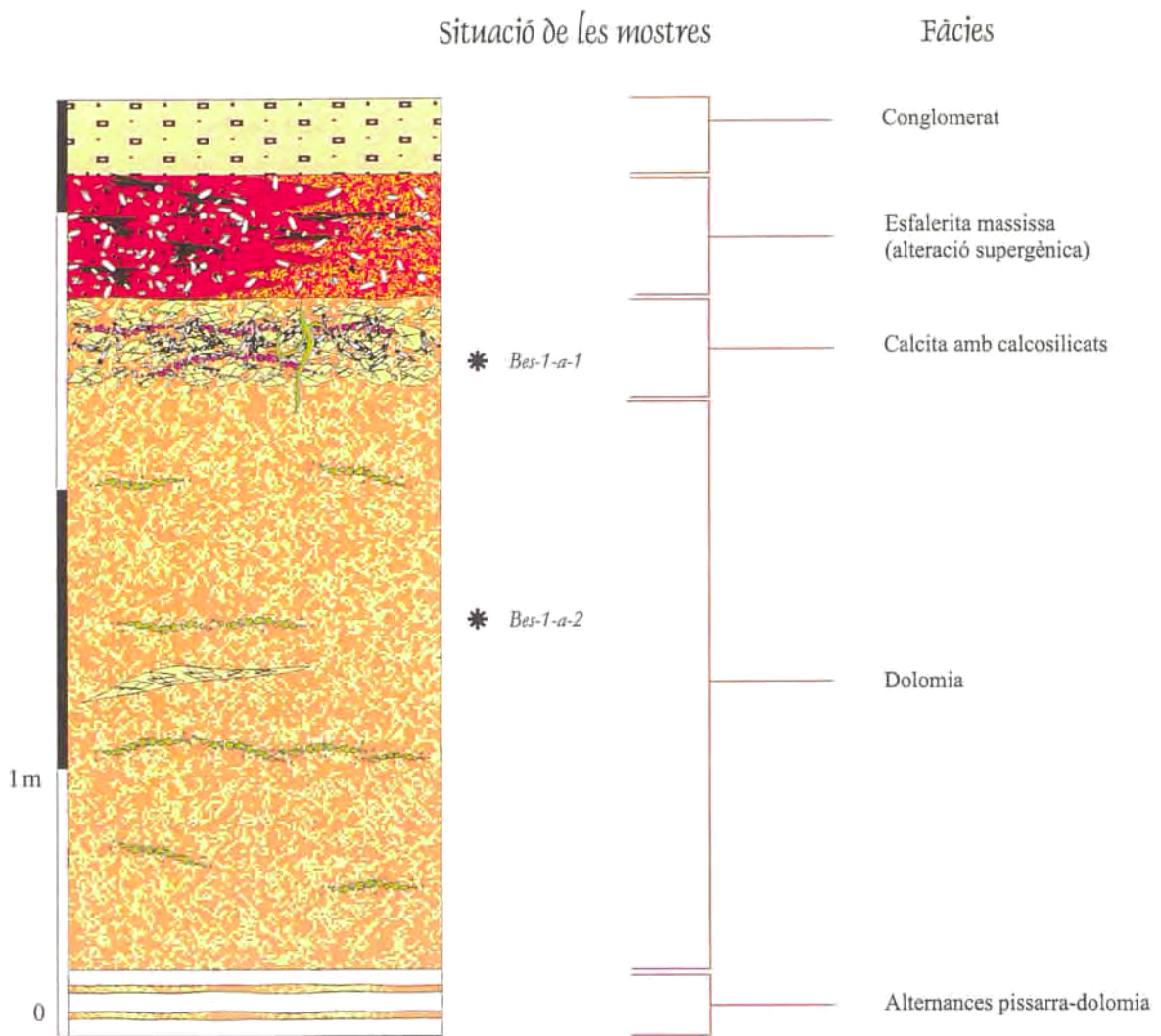


Figura 4.10. Columna Bes-1-a. Situació de les mostres (llegenda com la de la figura 5).

Figura 4.10. Columna Bes-1-a. Situación de las muestras (leyenda como en la figura 5).

4.3.5. Bes-3

A la base de la columna *Bes-3* afloren els paquets de pissarres grises d'edat namuriana. Per sobre d'aquestes pissarres hi ha una intercalació d'uns 25 cm de dolomicrita que conté algun nivell submil·limètric de clorita. Seguidament apareix un nivell de pissarres grises de 15 cm, amb intercalacions mil·limètriques de feldspat potàssic associat a nivells de clorita i epidota afectats per *boudinage*. Aquestes pissarres contenen cossos nodulars esferoïdals de feldspat potàssic de mida inframil·limètrica.

Per sobre aflora un nivell de dolomicrita de 90 cm de potència, ric en nivells mil·limètrics de grossulària de gra molt fi, que normalment apareix clorititzada.

A la meitat superior d'aquest nivell, la dolomicrita és reemplaçada per una mineralització de tipus *skarn*, la qual serà descrita en detall més endavant de forma separada. Tanmateix, la mineralització originada per aquest reemplaçament presenta abundants relictos de nivells de grossulària, clorita, calcita, quars, scheelita i sulfurs (sobretot galena).

Finalment a sostre d'aquest tram hi ha un nivell de gairebé 1 m de potència de pissarres grises. En el contacte entre l'*skarn* i aquestes pissarres s'emplaça un dic subconcordant de breixa magmàtica de potència decimètrica. Aquesta breixa conté clastos tant d'encaixant com de mineralització. La sèrie és interrompuda pel dic de pòrfir granític (Figures 4.4 i 4.12).

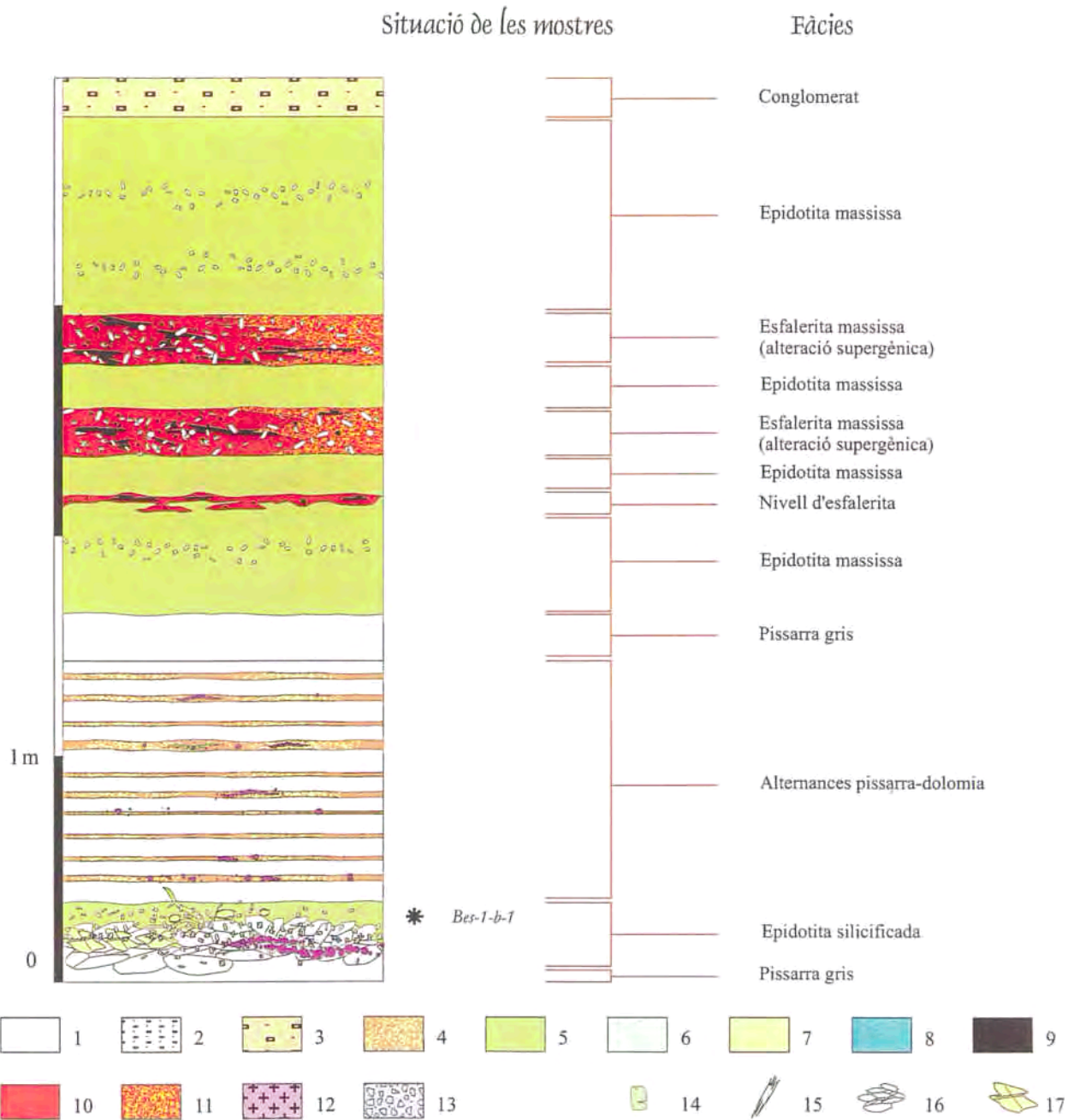


Figura 4.11. Columna *Bes-1-b*, situació de les mostres.

1= pissarra gris; 2= gres; 3= conglomerat; 4= dolomia; 5= epidotita; 6= nivell d'amfibol càlcic; 7= cloritita; 8= nivell feldspàtic; 9= calcopirita; 10= esfalerita; 11= alteració supergènica dels sulfurs; 12= pòrfir granític; 13= breixa magmàtica; 14= epidota; 15= amfibol; 16= quars; 16= calcita.

Figura 4.11. Columna *Bes-1-b*, situación de las muestras.

1= pizarra gris; 2= arenisca; 3= conglomerado; 4= dolomía; 5= epidotita; 6= nivel de amfibol cálcico; 7= cloritita; 8= nivel feldespático; 9= calcopirita; 10= esfalerita; 11= alteración supergénica de los sulfuros; 12= pórfido granítico; 13= brecha magmática; 14= epidota; 15= amfibol; 16= cuarzo; 16= calcita.

4.3.6. Bes-5

El tram mineralitzat està encaixat en pissarres grises, i la seva potència total és d'1,5 m.

A la base hi ha un paquet d'epidotita massissa, pobrament estructurada, d'uns 25 cm de potència.

Aquest nivell conté calcopirita i petites quantitats d'esfalerita disseminades; aquests sulfurs apareixen també en vetes de potència submil·limètrica. També hi ha algunes vetes predeformatives d'epidota de gra mig. Per sobre hi ha un nivell d'esfalerita ric en quars, d'uns 40 cm de potència. Seguidament hi ha una

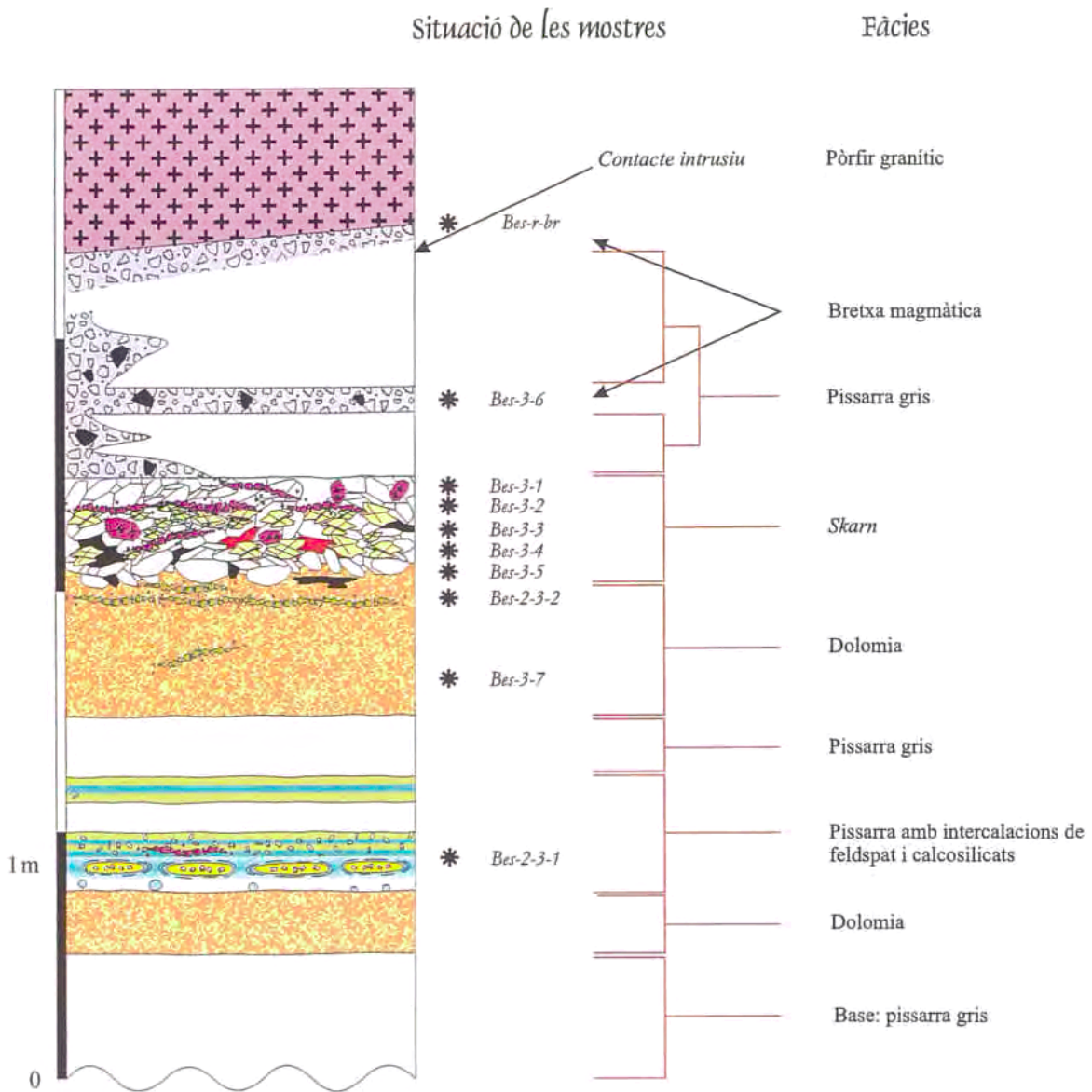


Figura 4.12. Columna Bes-3, situació de les mostres (llegenda a la figura 4.7).

Figura 4.12. Columna Bes-3, situación de las muestras (leyenda a la figura 4.7).

intercalació d'uns 10 cm d'epidotita, més un nivell de 15 cm d'esfalerita amb quars i amfibol, i quantitats menys importants d'epidota. Progressivament aquest nivell dona lloc a un altre d'uns 60 cm d'epidotita massissa de gra fi, ben laminada. Al sostre es disposen les pissarres grises encaixants (Figura 4.13).

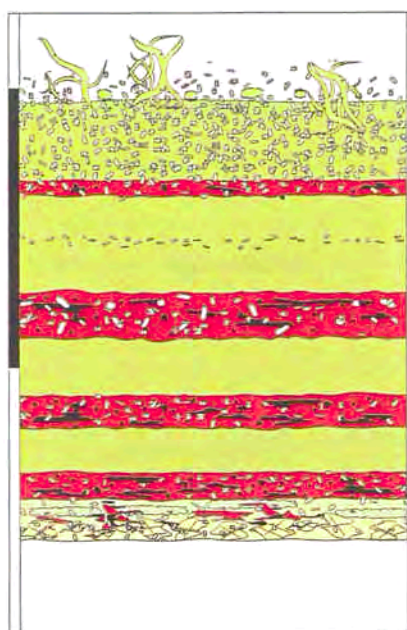
4.3.7. Bes-y

La potència total del tram mineralitzat és de 3 m. A la base, per sobre d'un paquet de pissarres grises, es disposa un nivell de 35 cm d'epidotita massissa amb sulfurs disseminats de gra fi (calcopirita i

esfalerita). Per sobre hi ha un nivell pelític de 30 cm de potència, seguit d'un altre nivell epidòtic massís de 15 cm, aquest últim, tanmateix, sense sulfurs disseminats. El segueix una nova intercalació pelítica de 20 cm, que a la seva vegada dona pas a un nivell d'epidotita amb esfalerita i calcopirita disseminades de 40 cm de potència, seguit de 15 cm de pissarra grisa. La sèrie continua amb un nivell d'uns 40 cm d'epidotita amb cristalls poiquiloblàstics de calcita, que al sostre presenta dues intercalacions centimètriques de plagiòclasi càlcica criptocristal·lina. Per sobre dels nivells feldspàtics apareix un nivell de 2 cm de gresos seguits d'uns 25 cm de pissarres grises.

Situació de les mostres

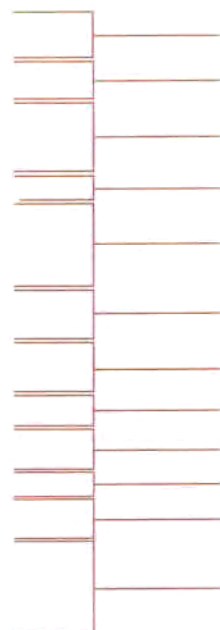
Fàcies



* Bes-2-2-2

* Bes-2-1

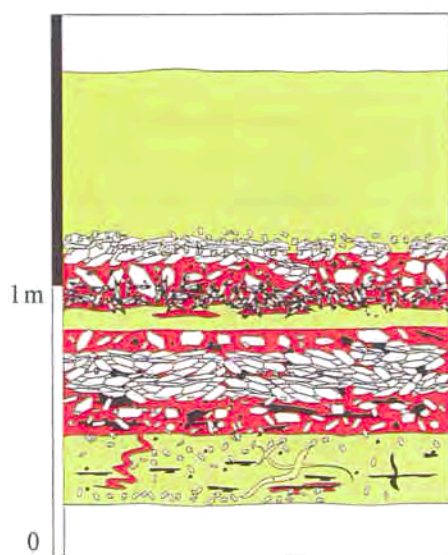
* Bes-2-2-1



- Pissarra gris
- Pissarra amb epidota
- Epidotita grollera
- Nivell d'esfalerita
- Epidotita massissa
- Esfalerita massiva
- Esfalerita massiva
- Esfalerita massiva
- Epidota amb calcita
- Pissarra gris

Situació de les mostres

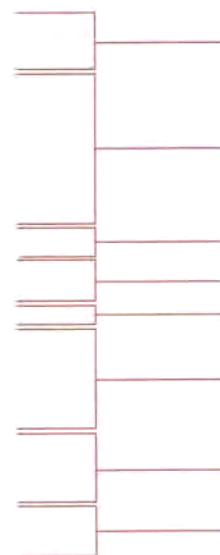
Fàcies



* Bes-2-5-3

* Bes-2-5-2

* Bes-2-5-1



- Pissarra gris
- Epidotita massissa
- Epidotita silicificada
- Sulfurs amb quars i calcosilicats
- Sulfurs amb quars i calcosilicats
- Epidotita amb sulfurs
- Pissarra gris

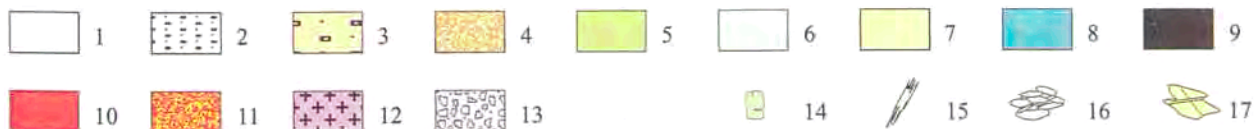


Figura 4.13. Columnes Bes-2 (superior) i Bes-5 (inferior), situació de les mostres.

1= pissarra gris; 2= gres; 3= conglomerat; 4= dolomia; 5= epidotita; 6= nivell d'amfibol càlcic; 7= cloritita; 8= nivell feldspàtic; 9= calcopirita; 10= esfalerita; 11= alteració supergènica dels sulfurs; 12= pòrfir granític; 13= bretxa magmàtica; 14= epidota; 15= amfibol; 16= quars; 16= calcita.

Figura 4.13. Columnas Bes-2 (superior) y Bes-5 (inferior), situación de las muestras.

1= pizarra gris; 2= arenisca; 3= conglomerado; 4= dolomía; 5= epidotita; 6= nivel de amfibol cálcico; 7= cloritita; 8= nivel feldespático; 9= calcopirita; 10= esfalerita; 11= alteración supergénica de los sulfuros; 12= pórfido granítico; 13= brecha magmática; 14= epidota; 15= amfibol; 16= cuarzo; 16= calcita.

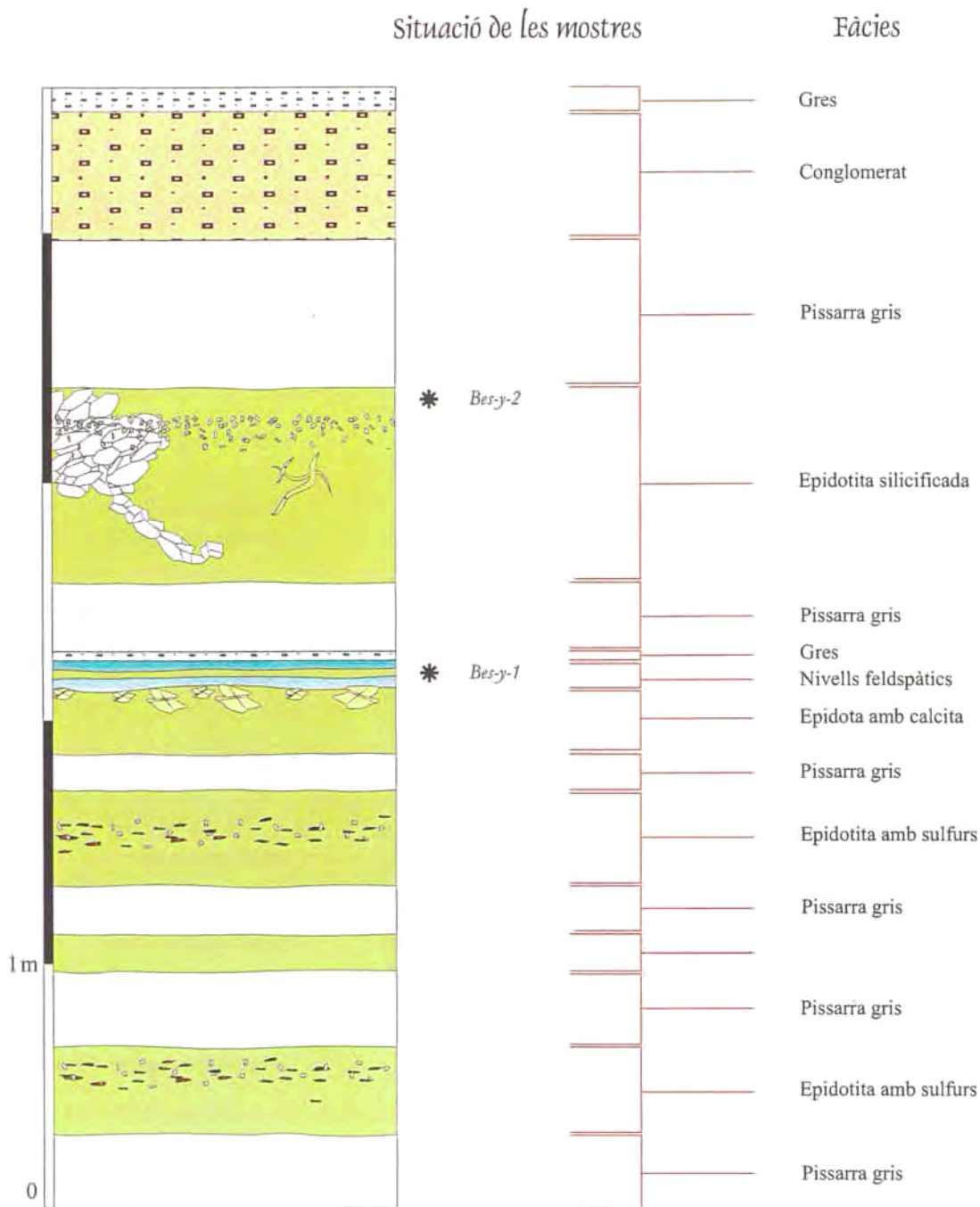


Figura 4.14. Columna Bes-y, amb la situació de les mostres (llegenda a la figura 9).

Figura 4.14. Columna Bes-y, con la situación de las muestras (leyenda en la figura 9).

Per sobre apareix un paquet epidòtic de 80 cm de potència, parcialment silicificat, i sense mineralització de sulfurs. Un paquet de 60 cm de pissarres grises es superposa al d'epidota mitjançant un contacte molt sobtat.

Per últim, hi ha un tram groller que comença amb un paquet de microconglomerats granoclassificats de 0,5 m de potència, i que passa gradualment cap a sostre a gresos grollers (Figura 4.14).

4.4. MINERALOGIA I TEXTURES

La mineralització estratiforme conserva un cert bandat mineralògic a escala macroscòpica (alternança de nivells de sulfurs i calcosilicats).

Descriuré detalladament la mineralogia i textura de cadascuna de les litologies diferenciades:

4.4.1. Nivells rics en sulfurs

Poden arribar a constituir nivells de sulfurs massissos pobres en silicats, però típicament els sulfurs es disposen disseminats en grans quantitats en nivells de ferroactinolita. Aquests nivells estan constituïts essencialment per esfalerita amb calcopirita, que inclouen abundant ferroactinolita, epidota (en menors quantitats), i en algun cas, cristalls subidiomorfs de quars. Altres minerals presents en aquesta associació són: clorita, galena i marcassita. Localment s'ha detectat la presència de magnetita.

Els sulfurs presenten una disposició vagament bandada, i en els nivells de sulfurs hi ha nivells d'epidota i de ferroactinolita intercalats (Fig. 4.15). Les textures que presenten majoritàriament els sulfurs són fruit d'una recristal·lització i remobilització a petita escala. Tanmateix resten textures relictas atribuïbles a la deformació herciniana que afectà al dipòsit (boudinage, esquistositat, microplecs, etc.) que seran descrites en detall més endavant.

En alguns afloraments (Bes-1, Bes-1-b) la part superficial dels nivells de sulfurs massissos presenta una alteració supergènica molt avançada. En aquests casos la mineralització primària és reemplaçada per una associació de goethita amb siderita, amb quantitats menors d'hidrozinca, malaquita, atzurita, brochantita i greenockita.

4.4.1.1. Menes metàl·liques

Són, per ordre decreixent d'abundància, els següents: esfalerita, calcopirita, galena, pirita i marcassita, i magnetita.

L'esfalerita és molt abundant en tots els nivells mineralitzats, però és particularment en els nivells de sulfurs massissos on és el mineral predominant.

Els grans de sulfurs presenten morfologies equidimensionals i textura granoblàstica, que sols es pot palesar a partir d'atac químic. Aquest atac permet observar també en esfalerita i calcopirita macles polisintètiques de creixement i textures granoblàstiques (figura 4.16-17-18-19). La mida

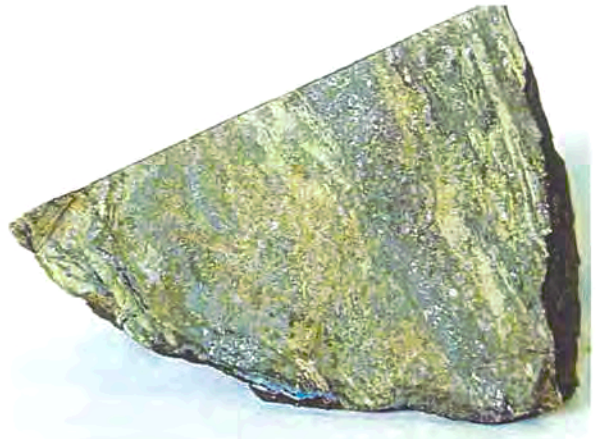


Figura 4.15. Mostra de sulfurs massissos, afectats per una intensa recristal·lització. Amplitud del camp, 10 cm.

Figura 4.15. Muestra de sulfuros masivos afectados por una intensa recristalización. Amplitud del campo, 10 cm.



Figura 4.16. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp) i calcopirita (Cpy), acompanyades d'epidota (Ep). Llum reflectida. Camp = 1,2 mm.

Figura 4.16. Textura granoblàstica entre esfalerita (sp) y calcopirita (Cpy), acompañadas de epidota (Ep). Luz reflejada. Campo = 1,2 mm.

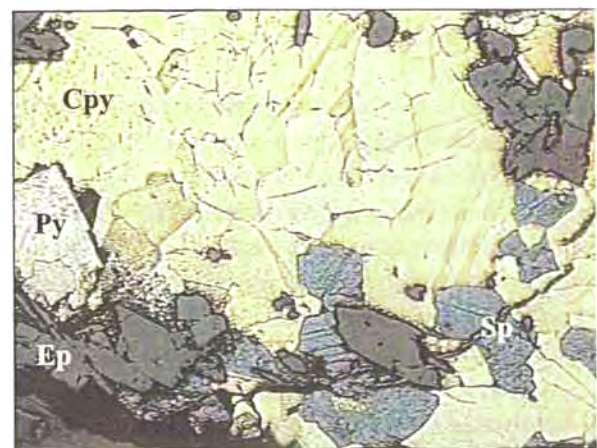


Figura 4.17. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp) i calcopirita (Cpy). A remarcar el maclat polisintètic desorientat. Llum reflectida. Camp = 1,2 mm.

Figura 4.17. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp) y calcopirita (Cpy). A remarcar el maclado polisintético desorientado. Luz reflejada. Campo = 1,2 mm.

de gra està al voltant de les 250 μm , encara que a les zones més recristal·litzades pot assolir alguns mil·límetres.

La calcopirita i la galena sovint es disposen en agregats aproximadament subparal·lels a l'estratificació. D'altres vegades els agregats tenen morfologies totalment irregulars i es troben inclosos en l'esfalerita. Els grans són al·lotriomorfs, amb una mida que sol estar al voltant de 200 μm .

La pirita apareix tant en agregats criptocristal·lins (unes 25 μm) com en cristalls cúbics de fins a 300 μm . La marcassita està associada a la pirita, i forma agregats de cristalls fibrosos que sovint engloben els grans de pirita.

Els contactes entre els grans d'esfalerita, calcopirita i galena són d'equilibri, amb vores regulars i arrodonides, sovint en «punts triples» (figures 4.16-17-18-19-20). La galena i la calcopirita, però, presenten certa tendència a disposar-se intersticialment respecte l'esfalerita.

Localment hi ha magnetita associada als nivells d'esfalerita. La magnetita es presenta en cristalls idiomorfs de fins a 500 μm . Sovint forma crostes sobre agregats de sulfurs (figura 4.21). A la vegada, aquests cossos de sulfurs i magnetita són envoltats per la foliació dels cristalls d'amfíbol en resposta a la deformació. Creixements tardans de pirita, lligats a la deformació, poden disposar-se com a ombres de pressió en aquests cristalls de magnetita (figura 4.21).

Part dels sulfurs s'ha remobilitzat en vetes que tallen els nivells epidòtics. Aquestes vetes estan constituïdes pels mateixos sulfurs que constitueixen els nivells, amb ferroactinolita i epidota de mida de gra més gran (fins a 250 μm).

4.4.1.2. Epidota

És molt més escassa que la ferroactinolita. Texturalment distingim tres possibles disposicions dels cristalls d'epidota:

a- Epidota en nivells monominerals de potència mil·limètrica encaixats en els sulfurs massissos. És la forma majoritària. En aquests nivells la mida de gra de l'epidota és petit; unes 25 μm . Poden presentar una foliació poc penetrativa subparal·lela a l'estratificació. Normalment estan fracturats i els sulfurs tendeixen a disposar-se en aquestes fractures, de manera que localment els nivells d'epidota formen *boudins* encaixats en els sulfurs. Una petita part dels sulfurs (majoritàriament calcopirita) pot aparèixer disseminada intergranularment respecte a l'epidota.

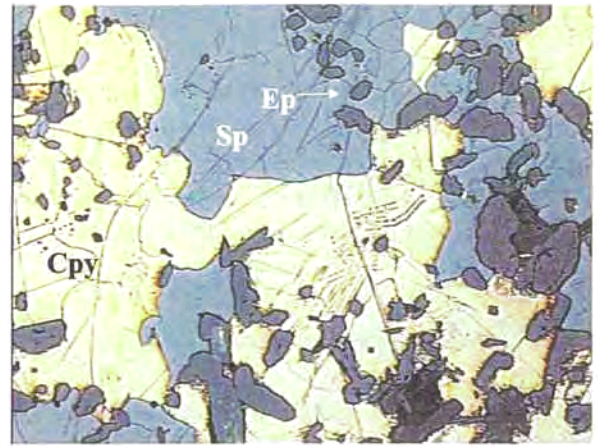


Figura 4.18. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp) i calcopirita (Cpy), amb contactes en «punts triples» entre ambdós minerals. Llum reflectida. Camp = 1,2 mm.

Figura 4.18. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp) y calcopirita (Cpy), desarrollo de contactos en «puntos triples» entre ambos minerales. Luz reflejada. Campo = 1,2 mm.

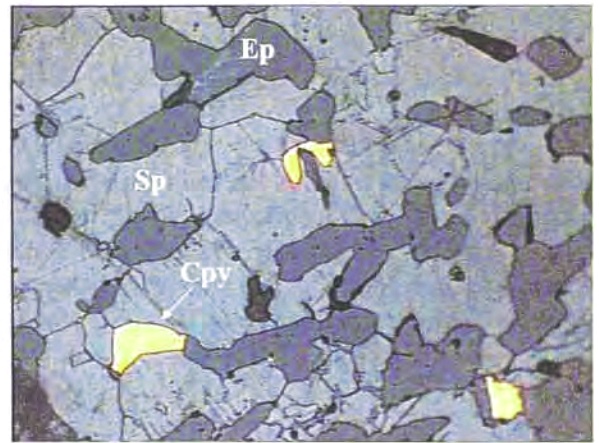


Figura 4.19. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp), calcopirita (Cpy) i epidota (Ep). Els tres minerals desenvolupen contactes en «punts triples». Llum reflectida. Amplitud del camp = 600 μm .

Figura 4.19. Textura granoblàstica entre esfalerita (Sp), calcopirita (Cpy) y epidota (Ep). Los tres minerales desarrollan contactos en «puntos triples». Luz reflejada. Amplitud del campo = 600 μm .

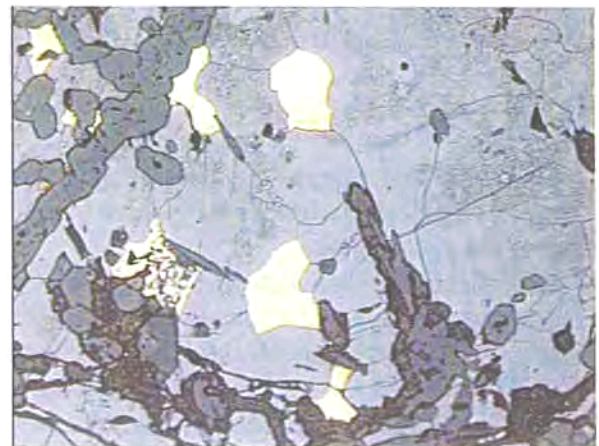


Figura 4.20. Un altre detall dels contactes esfalerita-calcopirita-epidota. Camp, 600 μm .

Figura 4.20. Otro detalle de los contactos con puntos triples entre calcopirita y esfalerita. Campo, 600 μm .

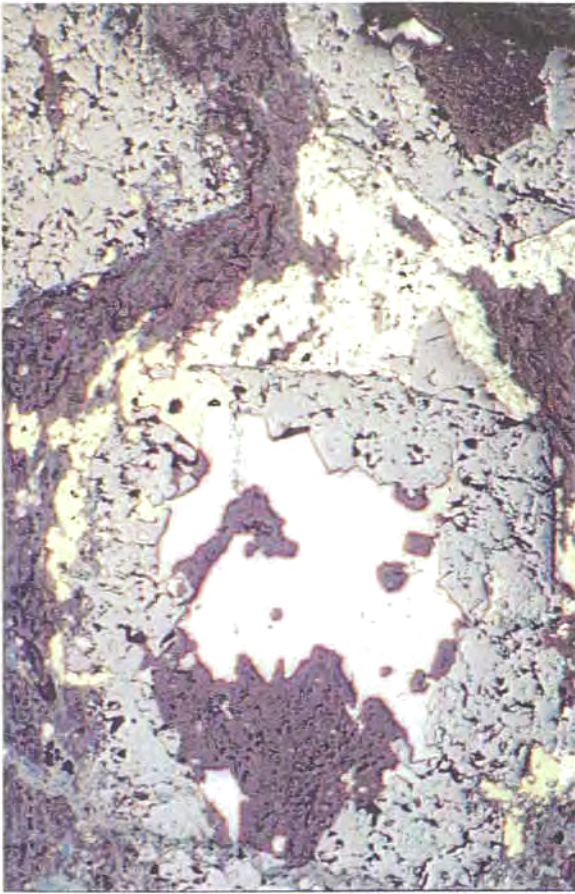


Figura 4.21. Agregat de magnetita. La ferroactinolita i els sulfurs que envolten a la magnetita formen estructures nodulars, en resposta a la deformació. Llum reflectida, sense analitzador. Camp = 600 μm .

Figura 4.21. Agregado de magnetita. La ferroactinolita y los sulfuros que rodean la magnetita forman estructuras nodulares, como respuesta a la deformación. Luz reflejada, sin analizador. Campo = 600 μm .

b- Epidota disseminada en els nivells de sulfurs massissos. Aquests cristalls d'epidota estan aïllats o bé formen agregats. No són tant abundants, tanmateix, com la ferroactinolita. Els cristalls són hipidiomorfs i tenen una mida de gra (fins a 150 μm) que és molt superior a la dels cristalls d'epidota dels nivells epidòtics. Els cristalls disseminats en el sulfurs estan totalment englobats en la massa d'esfalerita, i tendeixen a alinear-se segons nivells concordants amb la laminació sedimentària, i poden presentar una orientació preferencial coherent amb aquesta alineació (figura 4.22).

c- Per últim hi ha epidota en cristalls relictos parcialment reemplaçats per ferroactinolita de gra fi, on les fibres de ferroactinolita estan clarament afectades per l'esquistositat.



Figura 4.22. Ferroactinolita amb epidota i sulfurs. Els cristalls de ferroactinolita estan arranats seguint una foliació. Llum transmesa, amb analitzador. Amplitud camp = 225 μm .

Figura 4.22. Ferroactinolita con epidota y sulfuros. Los cristales de ferroactinolita se orientan según una foliación. Luz transmitida, con analizador. Amplitud campo = 225 μm .

4.4.1.3. Amfibol càlcic

És el mineral transparent més abundant de les associacions riques en sulfurs. Se'n reconeixen dues generacions:

a- Amfibol fibrós de gra molt fi que es disposa en feixos i nivells intercalats respecte als sulfurs. En alguns casos la fina alternança sulfurs-amfibol defineix una foliació que correspon a l'esquistositat regional (figura 4.22). Sovint a l'interior dels agregats d'amfibol de gra fi apareixen relictos d'epidota. També poden contenir esfalerita disseminada de gra fi.

b- Cristalls prismàtics d'amfibol càlcic de gra mig (fins a 200 μm de longitud). Aquests cristalls es troben inclosos en la massa de sulfurs

(esfalerita), amb una disposició totalment desorientada. També el trobem amb una disposició similar inclosos en els feixos d'amfíbol fibrós (a).

4.4.1.4. Quars

Escàs, localment forma cristalls hipidiomorfs (prismàtics) que es troben disseminats i inclosos en una matriu de sulfurs. Són peciloblàstics, i sovint contenen inclusions sòlides corresponents a epidota i ferroactinolita.

4.4.1.5. Clorita

Bastant escassa, es disposa en feixos radials totalment inclosos en els sulfurs, associada al quars i reemplaçant a l'epidota.

4.4.2. Nivells d'epidotita

Constitueixen la litologia predominant del dipòsit del Mas del Bessó. Aquests nivells són l'encaixant dels sulfurs massissos, en els quals (com s'ha vist anteriorment) s'intercalen nivells epidòtics més prims. Es comporten com a nivells competents respecte els sulfurs (plàstics). Poden ser gairebé purs, però sovint són rics en amfíbol, clorita o carbonat, i localment contenen nivells de grossulària. Com a minerals accessoris són presents zircó i al·lanita. Alguns sectors presenten una silicificació més o menys avançada. Els nivells epidòtics són pobres en sulfurs, els quals majoritàriament es concentren en vetes i reomplint fractures. Tammateix generalment contenen petites quantitats de sulfurs de gra fi disseminats, sobretot calcopirita. En alguns nivells de gra fi es preserva l'esquistositat regional. En els nivells d'epidota de gra fi són abundants les vetes deformades d'epidota de gra mig.

4.4.2.1. Epidota

És el principal mineral d'aquests nivells, on presenta una disposició bandada. També es disposa en vetes predeformatives que tallen els propis nivells d'epidotita i l'encaixant pelític proper (figura 4.23).

En el cas de l'epidota estratificada o bandada, hi ha variacions en la mida de gra; en moltes ocasions alternen bandes de gra fi amb bandes de gra mig:

Els nivells d'epidota de gra fi són gairebé monominerals, i molt sovint preserven la foliació (S_0) i l'esquistositat regional (S_1). Els grans són prismes



Figura 4.23. Nivells i vetes d'epidotita plegats i afectats per esquistositat. Llum transmesa, sense analitzador. S_0 = laminació; S_1 = esquistositat. Escala= 100 μm .

Figura 4.23. Niveles y vetas de epidota plegados y afectados esquistosidad. Luz transmitida, sin analizador. S_0 = laminación; S_1 = esquistosidad. Escala = 100 μm .

curts bastant homogenis pel que fa a la mida (unes 25 μm), i en alguns casos presenten una orientació preferent (Figures 4.24-25).

Els nivells d'epidota de gra mig estan formats per cristalls idiomorfs d'hàbitus prismàtic de mida variable (fins a 100 μm). Els grans es troben totalment desorientats i en cap cas preserven laminacions ni esquistositat. De vegades es troben associats a ferroactinolita de gra fi o a clorita, minerals que reemplaçen l'epidota (Fig. 4.24-25).

Les vetes d'epidota es caracteritzen per estar en molts casos deformades (i afectades per l'esquistositat regional). Se solen disposar aproximadament perpendiculars a l'estratificació. Normalment són de gruix inframil·limètric. Estan constituïdes per epidota de gra mig (50 a 100 μm).

Encaixats en els nivells epidòtics de gra més fi i també en les pissarres prop del contacte amb les epidotites apareixen unes estructures nodulars de fins alguns mm de diàmetre, constituïdes per epidota de gra gran i calcita. Aquests nòduls són

predeformatius, doncs l'esquistositat que afecta a l'epidota de gra fi tendeix a envoltar-los.

4.4.2.2. Amfibol càlcic

Majoritàriament apareix en els nivells d'epidota de gra mig, on forma una matriu de gra molt fi constituïda per cristalls fibrosos (figura 4.25). També acompanya als sulfurs juntament amb epidota en les vetes que s'emporten en els nivells epidòtics. En aquest cas desenvolupa cristalls prismàtics idiomorfs de gra mig.

4.4.2.3. Clorita

La clorita es troba exclusivament com a producte de reemplaçament de l'epidota, en agregats de gra molt fi que conformen una matriu que conté els grans relictos d'epidota.

4.4.2.4. Quars

El quars únicament apareix com a producte d'una silicificació dels nivells epidòtics. Les seves característiques són detallades més endavant.

4.4.2.5. Calcita

Localment la calcita es presenta en grans cristalls al·lotriomorfs de caràcter poiquiloblàstic cimenten els grans d'epidota. Aquest reemplaçament dels nivells d'epidotita per carbonat és especialment important en els nivells de calcosilicats que han sofert una silicificació.

4.4.2.6. Granat càlcic

Juntament amb quars i calcita, rarament, pot arribar a formar intercalacions centimètriques en l'epidotita. És molt més abundant en les epidotites silicificades i en les dolomies.

4.4.2.7. Menes metàl·liques

La major part dels sulfurs (esfalerita i calcopirita) es localitza en fractures, juntament amb epidota i ferroactinolita de gra mig, i més rarament amb quars. A part, n'hi ha en petites quantitats (sobretot, de calcopirita) disseminats intersticialment respecte els grans que constitueixen l'epidota massissa.

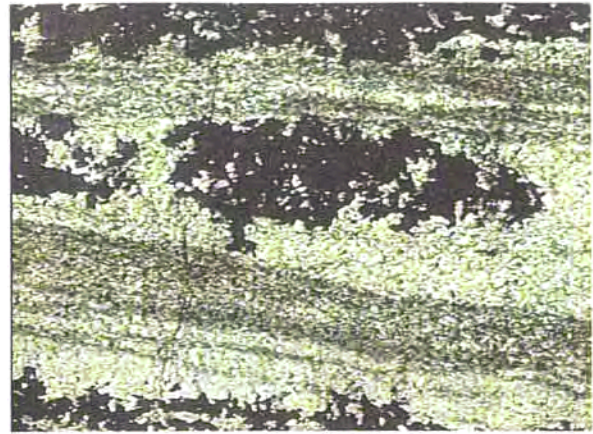


Figura 4.24. Nivell d'epidota de gra fi. El tram més fosc és d'epidota i amfibol de gra fi; els opacs, esfalerita i calcopirita. Llum transmesa, sense analitzador. Camp, 2,5 mm.

Figura 4.24. Nivel de epidota de grano fino. El tramo más oscuro es de epidota y amfibol de grano fino; los opacos, esfalerita y calcopirita. Luz transmitida, sin analizador. Campo, 2,5 mm.

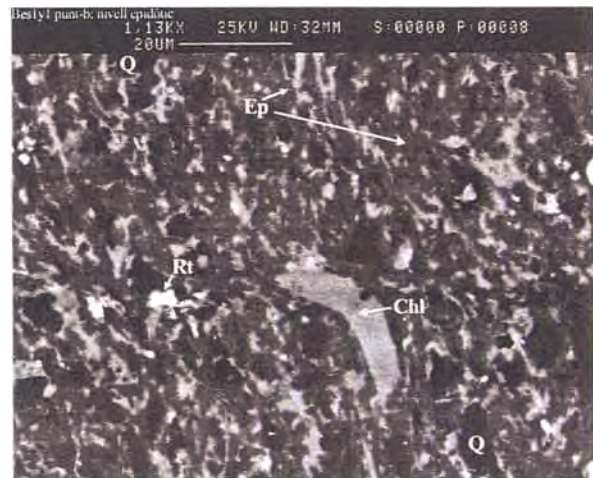


Fig. 4.25. Nivel epidòtic de gra fi; la foliació està plegada. Q=quars; Chl=clorita; Ep=epidota; Rt=rútil. Imatge de SEM-BSE.

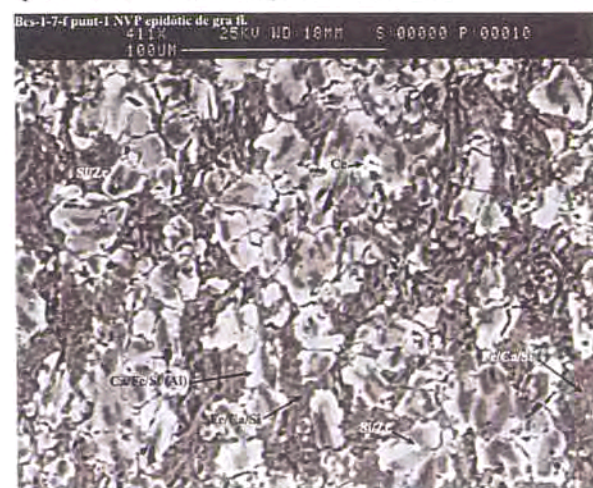


Fig. 4.26. Nivel de epidotita, con cristales de epidota zonados (gris claro) y ferroactinolita (gris oscuro). SEM-BSE.

4.4.3. Silicificacions

Molts nivells d'epidotita es troben parcialment silicificats. Texturalment aquestes silicificacions es caracteritzen per presentar epidota, amfíbol i grossulària disseminats i inclosos en cristalls mil·limètrics de quars i calcita. Els sulfurs són abundants (particularment la galena), i es disposen intergranularment respecte al quars i la calcita.

L'epidotita es presenta en cristalls idiomorfs, formant prismes curts de mida mitjana (unes 50 µm), que es troben disseminats a l'interior dels grans de quars i calcita sense cap orientació preferent (fig. 4.27). Localment també apareixen relictos d'agregats fibrosos d'amfíbol. Els granats es troben parcialment pseudomorfitzats a clorita, i es disposen en nivells gairebé monominerals (resistent al reemplaçament), i com a cristalls idiomorfs disseminats.

La calcita és més escassa que el quars. Desenvolupa grans al·lotriomorfs poiquilítics. És reemplaçada per l'associació quars-clorita.

Els cristalls de quars són al·lotriomorfs i molt heteromètrics. Alguns grans assoleixen mides mil·limètriques. Aquest quars es caracteritza pel seu caràcter poiquilític; inclouen els grans d'epidotita, amfíbol i granat. La clorita està associada al quars, i apart de pseudomorfitzar el granat, reemplaça l'epidotita i la calcita. Normalment forma agregats de gra molt fi que es disposen intergranularment respecte al quars.

Els sulfurs (esfalerita, calcopirita, galena i marcassita) són un component molt important de les zones silicificades. Són molt més abundants que en els nivells d'epidotita, particularment la galena. Es troben disseminats en agregats de mida mil·limètrica que es disposen intersticialment respecte al quars i els altres minerals. Les vores d'equilibri entre els diferents sulfurs indiquen una cocrystal·lització.

4.4.4. Nivells d'amfíbol càlcic

Aquests nivells es troben relacionats amb els nivells de sulfurs massissos. Estan constituïts bàsicament per amfíbol de gra bastant fi, amb abundant epidota. Contenen molts sulfurs disseminats i en vetes, essencialment esfalerita seguida en abundància per la calcopirita.

4.4.5. Dolomies

Es tracta de dolomies micrítiques taulejades afectades per una esquistositat poc penetrativa. Estan constituïdes per dolomita de gra fi (unes

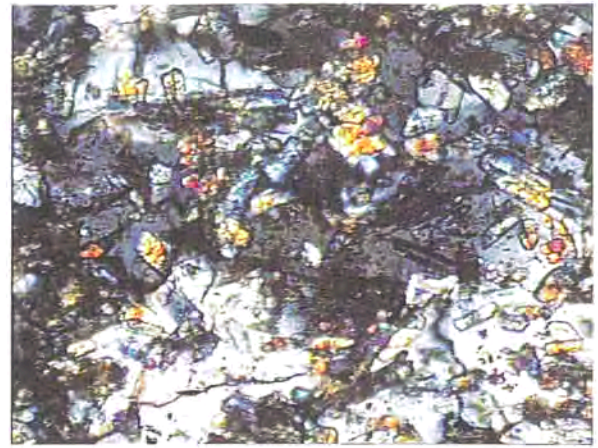


Figura 4.27. Aspecte dels nivells silicificats, en què s'aprecien cristalls d'epidotita relictos englobats per quars. Llum transmesa, nícols encreuats. Camp, 750 µm.

Figura 4.27. Aspecto de los niveles silicificados, en que se aprecian cristales de epidota relictos englobados por cuarzo. Luz transmitida, nicoles cruzados. Campo, 750 µm.

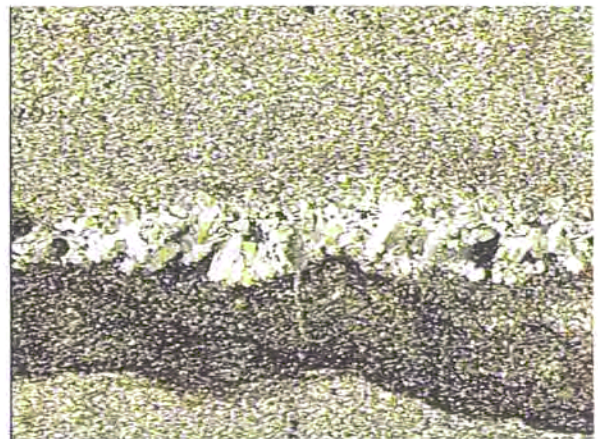


Figura 4.28. Veta de calcita encaixada en dolomierita. Amplitud del camp = 1,25 mm.

Figura 4.28. Veta de calcita encajada en dolomierita. Amplitud del campo = 1,25 mm.

50 µm) hipidiomorfa (romboedres), amb òxids de ferro disposats intergranularment. Localment apareixen nivells centimètrics de clorita. Molts dels nivells de clorita provenen de la cloritització de nivells de grossulària (de la qual se'n reconeixen grans relictos).

Existeix una generació de vetes deformades constituïdes per calcita amb clorita (figura 4.28).

Localment les dolomies presenten evidències d'haver sofert una recristal·lització metamòrfica. En aquests casos trobem una calcita al·lotriomorfa de gra mig amb abundants relictos de la dolomita de gra fi inclosos. Els granats solen estar totalment pseudomorfitzats per clorita. La clorita reemplaça parcialment la calcita, i molt localment hi ha quars hidrotermal, producte d'una silicificació incipient.

4.4.6. *Nivells feldspàtics*

Únicament s'han trobat en dos afloraments (*Bes-3* i *Bes-y*), en el contacte entre la pissarra i els nivells de calcosilicats amb sulfur. La potència dels nivells feldspàtics és en tots els cassos centimètrica.

A l'aflorament *Bes-y* es reconeixen nivells rics en plagiòclasi, mentres que a l'aflorament *Bes-3* es tracta de nivells gairebé purs de feldspat potàssic.

4.4.6.1. *Nivells de plagiòclasi*

Únicament han estat identificats en una mostra que prové de l'aflorament *Bes-y*. Es tracta de nivells criptocrystal·lins rics en plagiòclasi, situats en el contacte entre un nivell d'epidotita amb carbonat i l'encaixant pelític. Aquests nivells s'intercalen amb nivells mil·limètrics d'epidota i de gres fi (constituït per quars i moscovita).

Es componen majoritàriament per plagiòclasi, quars, epidota, clorita i moscovita. En quantitats accessòries apareix monazita, rútil i titanita.

La plagiòclasi és al·lotriomorfa. La mida dels seus grans és molt petita (menys de 15 µm). El quars forma cristalls subarrodonits i lleugerament elongats de fins a 20 µm.

La clorita constitueix cristalls tabulars de fins a 15 µm de longitud. Els grans d'epidota són subidiomorfs, amb unes 15 µm de longitud. La titanita i el rútil són sempre de mida de gra molt petita (inferior a les 10 µm).

L'al·lanita apareix sobrecremada per epidota. La moscovita apareix fruit de l'alteració sericítica de la plagiòclasi.

El conjunt presenta foliació, la qual es manifesta en la disposició clarament orientada dels cristalls de clorita, epidota i quars (Figura 4.29). Aquesta orientació afecta també als cristalls de moscovita.

4.4.6.2. *Nivells de feldspat potàssic*

Han estat localitzats en una única mostra que prové de l'aflorament *Bes-3*. El feldspat potàssic, de mida criptocrystal·lina, es disposa en unes estructures estratiformes *aboudinades* de 6 mm de gruix, que consten de: *a*) un nucli amb epidota i clorita, i *b*) una envolta rica en feldspat, formada per feldspat potàssic, amb clorita, amfibol i epidota de gra fi, tots ells afectats per l'esquistositat regional.

També hi ha feldspat potàssic en forma de nòduls esferoïdals (de fins a 60 µm de diàmetre) encaixats en la roca pelítica (figura 4.30). En aquests casos l'esquistositat regional tendeix a envoltar els nòduls.

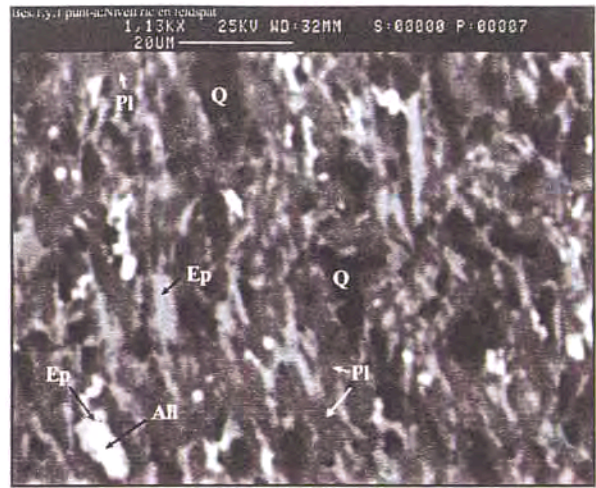


Figura 4.29. Nivell feldspàtic. S'observa un gra zonat amb el nucli corresponent a al·lanita i la vora d'epidota. Q = quars; Pl = plagiòclasi; Ep = epidota; All = al·lanita. Imatge de SEM-BSE.

Figura 4.29. Nivel feldespático. El grano zonado es allanita con borde de epidota. Q = cuarzo; Pl = plagioclasi; Ep = epidota; All = allanita. Imagen de SEM-BSE.

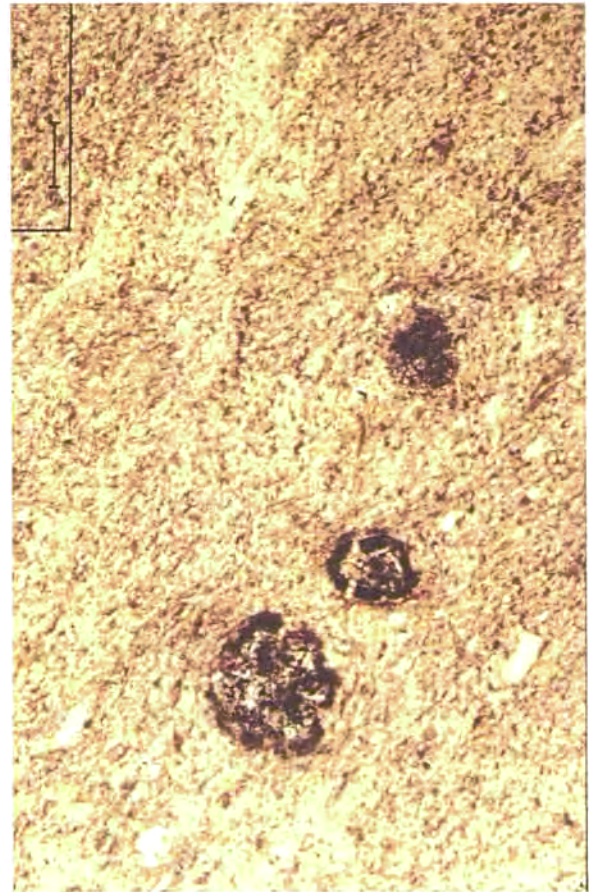


Figura 4.30. Nòduls de feldspat potàssic procedents de l'encaixant pelític a les immediacions de la mineralització. Llum transmesa, sense analitzador. Escala = 40 µm.

Figura 4.30. Nódulos de feldespato potásico procedentes del encajante pelítico en las inmediaciones de la mineralización. Luz transmitida, sin analizador. Longitud escala = 40 µm.

4.4.7. Mineralització associada al contacte amb el dic de pòrfir (skarn Bes-3)

Les mostres que provenen de l'aflorament «Bes-3» es caracteritzen per una sèrie de textures i paràgenesi, l'origen de les quals podem atribuir a un metasomatisme i recristal·lització produïts durant l'emplaçament del pòrfir granític. Les textures primàries en aquest cas es troben totalment emmascarades pel desenvolupament de textures de reemplaçament, silicificació i recristal·lització (Figura 4.31). Part de la mineralització s'emplaça en vetes indeformades de quars, calcita i sulfurs.

En síntesi, la mineralogia d'aquesta mineralització comprèn una associació de quars, granat càlcic (més o menys reemplaçat per clorita) calcita, i sulfurs (principalment galena). El granat càlcic es disposa en nivells. Altres minerals abundats en aquesta associació són: dolomita, clorita, scheelita, epidota, ferroactinolita, esfalerita, pirita, marcassita, calcopirita, hematites i titanita. Les textures de deformació, com les observades en la mineralització estratiforme, són totalment absents en aquesta associació. Aquest fet confirma que el seu origen està lligat al contacte amb el pòrfir tardihercinià.

4.4.7.1. Grossulària

Els cristalls de granat es disposen en nivells intensament plegats i fracturats que assoleixen alguns mil·límetres de gruix. Els nivells de granats es troben a les zones intensament silicificades (afectades pel segon estadi de la mineralització) com a nivells relictuals, però a les dolomies que constitueixen l'encaixant d'aquest sector de la mineralització. Els cristalls són idiomorfs a hipidiomorfs, i la seva mida va de 50 a 200 µm (figura 4.32). En molts casos presenten una zonació concèntrica que respon a variacions composicionals. En aquest cas la vora dels cristalls es troba enriquida en Mn respecte al seu nucli. Òpticament aquests granats són lleugerament anisòtrops.

En molts casos els granats es troben pseudomorfitzats per clorita de gra molt fi.

4.4.7.2. Dolomita

Apareix com a constituent de les dolomies de l'encaixant. Es tracta d'una dolomita en cristalls hipidiomorfs d'unes 50 µm. Trobem relictos de l'encaixant dolomític englobats en la mineralització.



Figura 4.31. Mostra de mà de l'aflorament Bes-3, en la zona del skarn, constituïda essencialment per calcita, clorita i galena.

Figura 4.31. Muestra de mano del afloramiento Bes-3, en la zona del skarn, constituída esencialmente por calcita, clorita y galena.

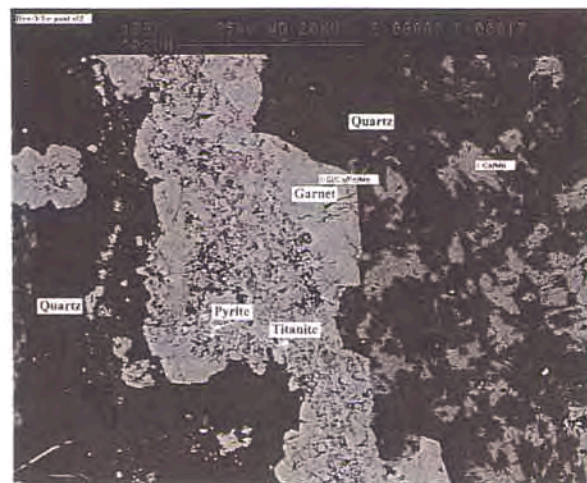


Figura 4.32. Granat càlcic, quars i cristalls relictos de dolomita, (aflorament Bes-3). Imatge de SEM-BSE.

Fig. 4.32. Granate cálcico, cuarzo y cristales relictos de dolomita, (afloramiento Bes-3). Imagen de SEM-BSE.

4.4.7.3. Amfíbol

Únicament apareix en cristalls fibrosos que s'agrupen en agregats «en feixos». La mida d'aquests agregats no supera les 50 µm. Normalment aquests agregats es troben inclosos en els cristalls de calcita.

4.4.7.4. Calcita

Desenvolupa cristalls alotriomorfs de mida mil·limètrica, que sovint inclouen els agregats d'amfíbol, i els nivells relictuals de grossulària i dolomita. Aquests cristalls de calcita, de caràcter poiquiloblàstic, són reemplaçats per quars i clorita (figura 4.33).

4.4.7.5. Quars

El quars es presenta en cristalls al·lotriomorfs molt heteromètrics. En cap cas presenten extinció ondulant ni indicis d'haver estat deformats. Els grans són pobres en inclusions fluides. Com a inclusions sòlides presenten cristalls d'epidota i de dolomita de petites dimensions. Són molt abundants les textures de reemplaçament de la calcita per quars.

4.4.7.6. Clorita

Forma agregats de gra fi que pseudomorfitzen els cristalls de grossulària. Es disposa en nivells que mimetitzen la disposició bandada dels granats.

També apareix reemplaçant a calcita en associació amb quars.

4.4.7.7. Scheelita

La scheelita forma cristalls hipidiomorfs de fins alguns mm de longitud. Està associada al quars, i la trobem exclusivament a les zones de l'*skarn* que han estat més intensament silicificades (figura 4.34).

4.4.7.8. Menes metàl·liques

El sulfur més abundant és la galena. Altres sulfurs presents en aquesta paragènesi són: esfalerita, pirita i marcassita, i calcopirita. Els sulfurs es troben associats a les zones més silicificades, i es disposen disseminats, però també concentrats en agregats mil·limètrics. Es disposen en fractures indeformades, i intergranulament respecte als minerals transparents.

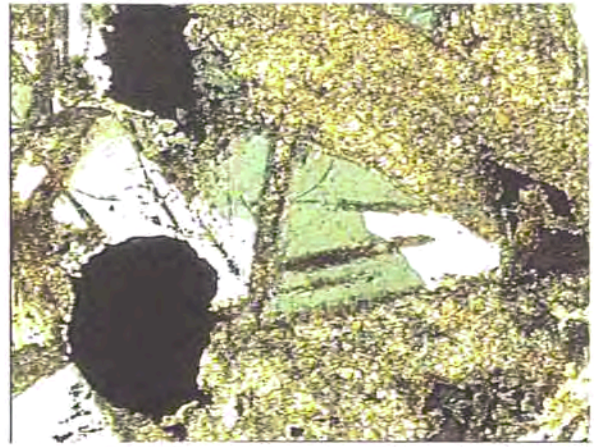


Figura 4.33. Calcita esparítica que reemplaça micrita, a la vegada reemplaçada per agregats de quars microcristal·lí. Llum transmesa, nícols encreuats. Camp, 2,56 mm.

Figura 4.33. Calcita esparítica que reemplaça micrita, a su vez reemplaçada por cuarzo microcristalino. Luz transmitida, nicoles cruzados. Campo, 2,56 mm.

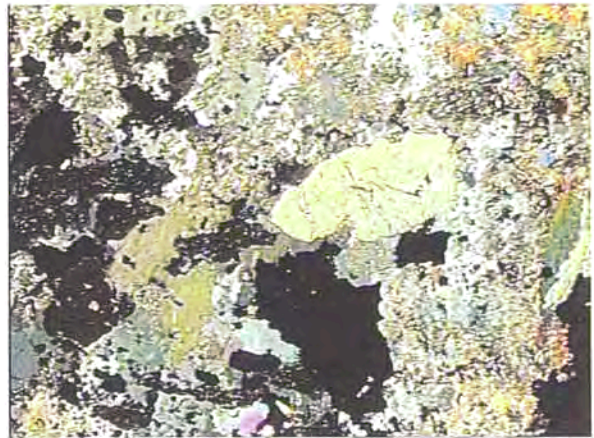


Figura 4.34. Cristall de scheelita, amb galena, associades a silicificació de calcita. Llum transmesa, nícols encreuats. Camp, 5,6 mm.

Figura 4.34. Cristal de scheelita, con galena, asociadas a silicificación de calcita. Luz transmitida, nicoles cruzados. Campo, 5,6 mm.

La pirita apareix molt localment, en cristalls idiomorfs de fins a 50 µm. Les vores d'aquests cristalls denoten equilibri respecte als altres sulfurs.

La galena, l'esfalerita i la calcopirita desenvolupen cristalls al·lotriomorfs. La galena presenta evidències d'haver cristal·litzat lleugerament més tard, ja que és intersticial respecte als altres sulfurs. La calcopirita, força escassa, apareix gairebé exclusivament com a producte de reemplaçament d'esfalerita («*chalcopyrite disease*»). Aquests sulfurs cristal·litzen intersticialment respecte a la resta de minerals, la qual cosa denota el seu caràcter tardà.

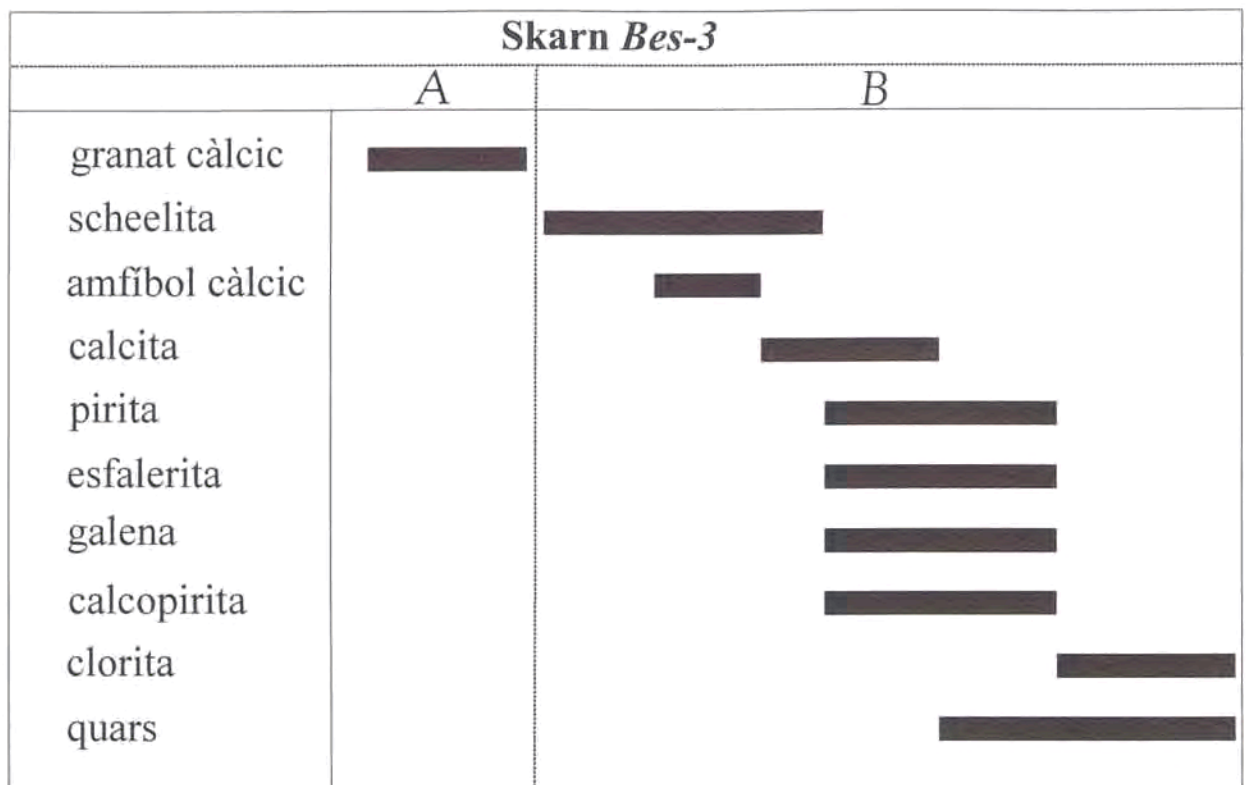


Figura 4.35. Seqüència de cristal·lització de l'*skarn* associat al contacte amb el dic de pòrfir (aflorament Bes-3). A= estadi progradant; B= estadi retrogradant.

Figura 4.35. Secuencia de cristalización del skarn asociado al contacto con el dique de pórfido granítico (afloramiento Bes-3). A= estadio progradante; B= estadio retrogradante.

4.4.7.9. Hematites

Està present en l'associació de l'*skarn* com a cristalls d'hàbitus lenticular, de menys de 30 µm de longitud. Aquests cristalls es troben parcialment reemplaçats per pirita, i sovint englobats per la resta de sulfurs.

4.4.7.10. Seqüència de cristal·lització en el skarn

En base a les textures observades, les associacions minerals d'aquesta part del dipòsit es formen en dos estadis (figura 4.35):

a- En un primer estadi es formen els nivells de grossulària. També tenen lloc fenòmens de recristal·lització de les associacions prèvies.

b- En un segon estadi, cristal·litzen primerament calcita, i després quars, clorita, scheelita i els sulfurs. La gènesi d'aquesta associació es produeix a partir del reemplaçament de la litologia prèvia, de manera que en les zones que han estat

afectades intensament per aquest estadi de la mineralització únicament resten nivells de granats molt fracturats de caràcter relict, i restes de l'encaixant dolomític. Aquesta paragènesi apareix també en vetes que tallen l'encaixant carbonatat. Tenint en compte les fases formades, aquest estadi, més tardà, correspondria a la formació de l'*skarn* retrògrad.

4.4.8. Mineralització en la bretxa magmàtica

Com s'ha explicat anteriorment, una bretxa magmàtica associada a la intrusió del pòrfir granític talla la mineralització localment. El caràcter premagmàtic de la mineralització es posa de manifest pel fet de que entre els clastos de la bretxa han estat reconeguts fragments de la mineralització: epidotita amb sulfurs disseminats, sulfurs massissos amb ferroactinolita i mineralització en vetes predeformatives. Cal afegir que part de la mineralització de sulfurs ha estat remobilitzada i es troba en la matriu volcànica de la bretxa.



Figura 4.36. Mostra de brexa magmàtica. Amplitud del camp, 12 cm.

Figura 4.36. Muestra de brecha magmática. Amplitud del campo, 12 cm.

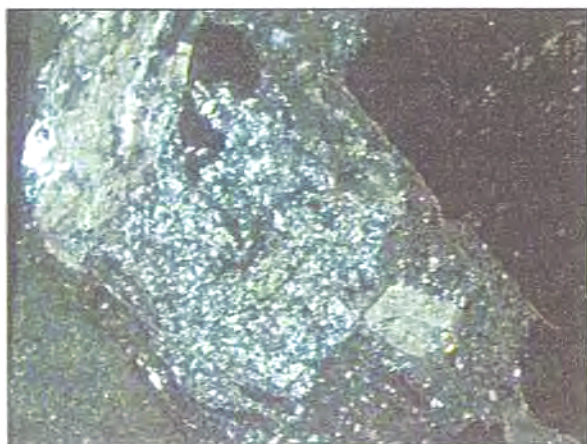


Figura 4.37. Fragment de la mineralització silicificada, amb esfalerita, inclosa en una matriu traquítica en la brexa magmàtica. Llum transmesa, nícols encreuats. Camp, 11,2 mm.

Figura 4.37. Fragmento de la mineralización silicificada, con esfalerita, incluida en una matriz traquítica en la brecha magmática. Campo, 11,2 mm.

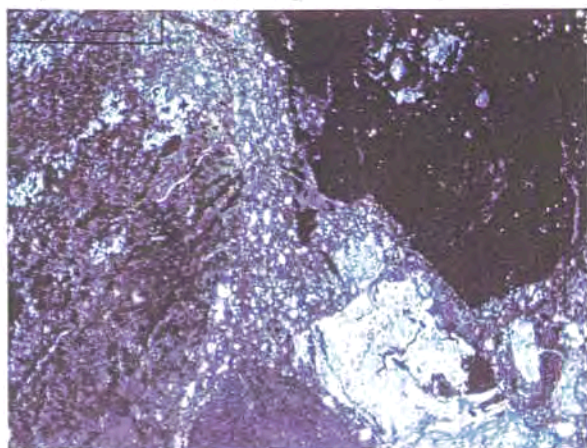


Figura 4.38. Un altre detall de la brexa, amb fragments de mineralització rica en galena (opac) en una matriu traquítica. Llum transmesa, nícols encreuats. Camp, 11,2 mm.

Figura 4.38. Otro detalle de la brecha, con fragmentos de mineralización rica en galena, en una matriz traquítica. Luz transmitida, nícoles cruzados. Campo, 11,2 mm.

4.5. DISCUSIÓ DE LES TEXTURES

La interpretació textural del dipòsit del Mas del Bessó presenta una problemàtica afegida respecte als altres dipòsits d'edat carbonífera, per la superposició de processos metasomàtics de tipus *skarn* lligats a la intrusió d'un dic de porfir. Les textures originades en els processos anteriors al magmatisme i el metamorfisme de contacte associat es troben en part emmascarades, però són aquestes textures les que ens aporten informació sobre els processos primaris que van generar el dipòsit.

4.5.1. Textures predeformatives

Les textures predeformatives que resten en el dipòsit del Mas del Bessó són observables en la majoria dels afloraments, trobant-se més o menys emmascarats segons la intensitat amb que els processos posteriors els han afectat. La distribució de les diferents litologies que componen aquest dipòsit, i la seva disposició estratiforme, pot respondre als processos primaris que originaren el dipòsit en el si d'una conca sedimentària.

4.5.1.1. Bandat litològic: El bandat litològic a escala d'aflorament, consistent en l'alternança de nivells rics en sulfurs, nivells de calcosilcats, pissarres, dolomies i nivells detrítics grollers (conglomerats i gresos) s'observa a la major part del dipòsit, suggerint el seu caràcter estratiforme. Aquestes unitats, a escala de mostra de mà revelen d'altres litologies que conformen un bandat, tals com els nivells feldspàtics (propers a l'encaixant), els nivells rics en calcopirita (en els sulfurs massissos).

A escala microscòpica s'observa com els nivells de rics en sulfurs estan constituïts per fines intercalacions de ferroactinolita i d'epidotita en els sulfurs massissos.

4.5.1.2. Laminació: La laminació s'observa bàsicament en els nivells d'epidota de gra més fi. Aquesta laminació mimetitza una laminació sedimentària original. No s'observa, en canvi, cap laminació en els sulfurs, en els quals les textures predominants són de recristal·lització.

4.5.2. Textures de deformació

El dipòsit del Mas del Bessó es troba afectat per la deformació herciniana. A escala de dipòsit la deformació és coherent amb la deformació de les sèries sedimentàries que encaixen la mineralització. A una escala menor la

deformació genera una sèrie d'estructures i textures que no es desenvolupen per igual en totes les litologies ni en totes les parts del dipòsit; les textures de deformació s'observen particularment en les litologies de gra més fi, a les parts més allunyades del contacte amb el dic de pòrfir (on els fenòmens de recristal·lització són menors).

4.5.2.1. Plegament: A escala de dipòsit, la mineralització se situa en el flanc invers d'un plec tombat originat en el plegament hercinià. Associats a aquest plec major, apareixen plects de petita escala que afecten a les diferents fàcies del dipòsit. En les dolomies són especialment evidents els plects que afecten als nivells de grossulària i de clorita. També és possible observar com aquest plegament afecta als nivells de sulfurs i al seu bandat i genera, per exemple, migració de sulfurs (més plàstics) envers les zones de xarnera dels plects, alhora que els nivells de sulfurs s'aprimen en els flancs (Figura 4.39).

Cal destacar l'existència de vetes predeformatives, que es troben afectades pel plegament. Aquestes vetes són vetes d'epidota es troben properes al contacte del dipòsit amb l'encaixant, tant en els nivells epidòtics com en les pròpies pissarres. També s'han localitzat vetes de sulfurs clarament deformades (Figura 4.40).

4.5.2.2. Esquistositat: L'esquistositat associada als plects herciniens està feblement desenvolupada. Les litologies que millor marquen l'esquistositat són els agregats de ferroactinolita de gra fi (en els quals les fibres es troben orientades paral·lelament al bandat litològic), els agregats d'epidota de gra fi, els nivells feldspàtics (per la orientació preferent dels cristalls de clorita i la elongació dels grans de quars), les pissarres i les dolomies. En alguns nivells de sulfurs on la recristal·lització és més feble, l'esquistositat es manifesta una laminació molt fina entre els nivells de ferroactinolita orientada i els nivells de sulfurs. En els nivells on hi ha ferroactinolita i epidota de gra fi és possible observar la relació minerals-foliació: La foliació definida per les fibres d'amfibol és envoltant respecte als grans d'epidota i els sulfurs, i per tant, podem deduir que són predeformatius.

La moscovita de gra fi que apareix com a producte de l'alteració dels nivells d'anortita també es troba afectada per l'esquistositat.

En conseqüència, hi ha evidències de que

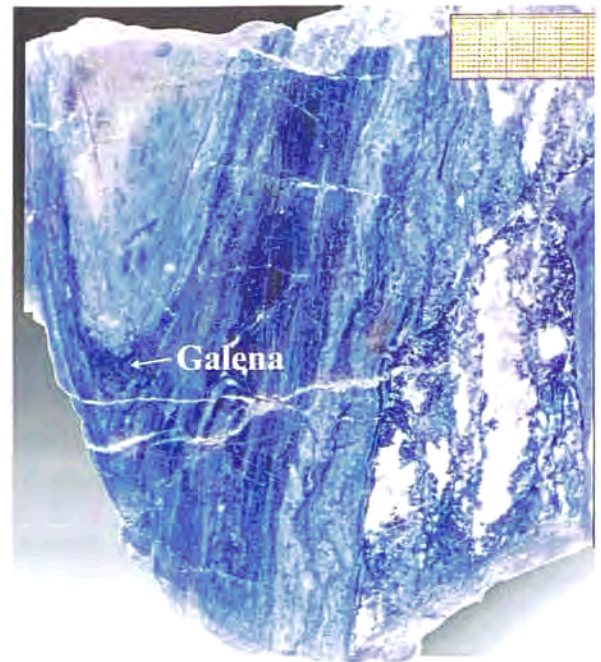


Figura 4.39. Alternança de nivells mil·limètrics de sulfurs amb altres de carbonats i clorita. Els nivells de carbonats estan parcialment silicificats; aquesta silicificació està plegada. Els nivells de sulfurs (amb predominància de galena) mostren engruiximent a la xarnera del plec i apriment als flancs. Els nivells de sulfurs i la silicificació són, doncs, anteriors al plegament. El conjunt és tallat per vetes indeformades de calcita amb quars.

Figura 4.39. Alternancia de niveles milimétricos de sulfuros con otros de carbonatos y clorita. Los niveles de carbonatos están parcialmente silicificados; esta silicificación está plegada. Los niveles de sulfuros (con predominio de galena) muestran engrosamiento en la charnela del pliegue y adelgazamiento en los flancos. Los niveles de sulfuros y la silicificación son, pues, anteriores al plegamiento. El conjunto es cortado por vetas indeformadas de calcita con cuarzo.

alguns dels processos de reemplaçament i alteració són predeformatius (l'alteració sericítica dels nivells feldspàtics), i per tant, estan deslligats del contacte i metasomatisme produïts per l'emplaçament del dic de pòrfir.

4.5.2.3. Boudinage: El boudinage s'origina per la diferent resposta mecànica de les diverses litologies davant de la deformació. Els nivells d'epidota que es troben encaixats en sulfurs, actuen com a nivells competents davant de la deformació hercinià. En conseqüència els sulfurs es remobilitzen plàsticament cap a les fractures dels nivells calcosilicats generant estructures tipus «necking». Aquesta remobilització dels sulfurs té lloc mitjançant fenòmens de dissolució per pressió.



Figura 4.40. Veta de galena afectada per l'esquistositat. Llum reflectida, sense analitzador. Amplitud camp = 700 μm .

Figura 4.40. Veta de galena afectada por la esquistosidad. Luz reflejada, sin analizador. Amplitud campo = 700 μm .

Associat a la deformació es dona també una migració dels sulfurs cap a altres zones de baixa pressió, com són les xarxeres dels plecs, aspecte que es veu especialment amb la galena.

Un fenomen similar seria l'observat en relació a la magnetita; la ferroactinolita i els sulfurs que envolten a la magnetita responen enfront de la deformació adaptant-se a la morfologia dels agregats de magnetita i generant estructures nodulars.

4.5.3. Textures postdeformatives

A escala microscòpica i de mostra de mà, les textures generades per fenòmens

posteriors a la deformació predominen en bona part del dipòsit, i emmascaren a les textures anteriors. Són particularment dominants en l'aflorament Bes-3, que ha sofert una intensa recristal·lització i *skarnificació*. En aquest aflorament la laminació la mimetitzen els nivells de granat, que resisteixen a la silicificació.

4.5.3.1. Recristal·lització metamòrfica

El metamorfisme de contacte origina una recristal·lització de les diferents associacions, particularment les dels sulfurs. A part d'experimentar un augment en la mida de gra, els diferents sulfurs desenvolupen vores de gra d'equilibri, que en alguns casos arriben a generar una textura en «punts triples», amb vores corbades.

Cal destacar que els calcosilicats que es s'observebn com a inclusions en la massa de sulfurs (els cristalls d'epidota i, sobretot, els de ferroactinolita) es troben en la seva immensa majoria recristal·litzats, de manera que formen cristalls idiomorfs de mida més gran (fins a 200 μm) amb una disposició totalment desorientada.

4.5.3.2. Remobilització dels sulfurs

En relació amb la intrusió del dic de pòrfir granític, part dels sulfurs són remobilitzats en vetes. Es tracta de vetes indeformades de potència mil·limètrica, que contenen sulfurs juntament amb quars i calcita. Aquestes vetes són abundants a les proximitats del dic de pòrfir (*Bes-3*).

4.5.3.3. Reemplaçament metasomàtic

La mineralogia i les textures de l'aflorament *Bes-3* estan fortament condicionades per uns processos metasomàtics lligats a la intrusió d'un dic de pòrfir granític.

Com ja s'ha descrit anteriorment, dominen les textures de reemplaçament. A més, l'efecte del metamorfisme tèrmic també és més gran que a la resta del dipòsit. Com a conseqüència, es produeix una forta silicificació i la paragènesi que en resulta es caracteritza per l'abundància de galena en associació amb scheelita.

4.6. QUÍMICA MINERAL

4.6.1. Feldspats

S'han realitzat un total de 31 anàlisis amb microsonda, a partir de les dues úniques mostres en les quals s'ha reconegut feldspat (nivells de gruix millimètric o nòduls intercalats entre calcosilcats, mostra *Bes-3* i nivells centimètrics intercalats entre pissarres i epidotita, mostra *Bes-y*).

Els feldspats d'un i altre aflorament són composicionalment molt diferents; en el cas de la mostra de l'aflorament *Bes-y* es tracta de feldspat càlcic, i en el cas de la mostra *Bes-3* és feldspat potàssic gairebé pur.

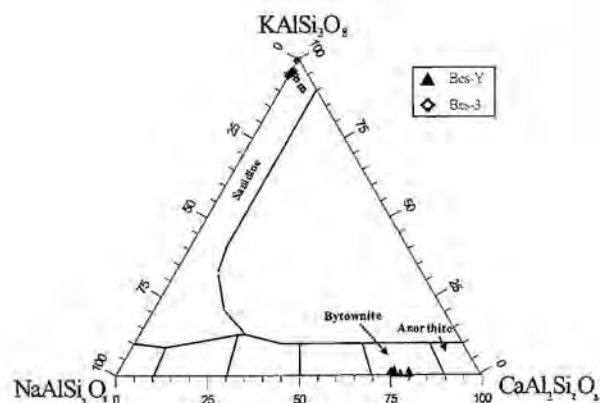


Figura 4.41. Representació de la composició química dels feldspats (proporció molecular) en el diagrama Or-Ab-An.

Figura 4.41. Representación de la composición química de los feldspatos (proporción molecular) en el diagrama Or-Ab-An.

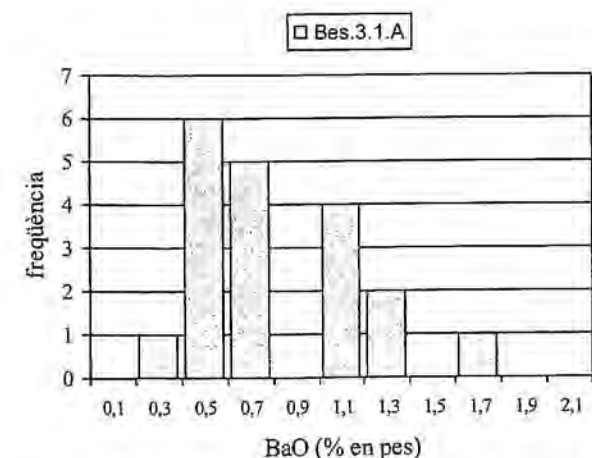


Figura 4.42. Contingut en Ba (% en pes de BaO) del feldspat potàssic.

Figura 4.42. Contenido en Ba (% en peso de BaO) del feldespato potásico.

4.6.1.1. Feldspat càlcic: El nombre d'anàlisis de feldspat càlcic és de 12. Composicionalment aquests feldspats són molt homogenis.

Projectant aquestes anàlisis en el diagrama albita-anortita-ortosa, observem que es tracta en tots els casos de bytownita, amb un contingut percentual en anortita que oscil·la entre $An_{74,2}$ i $An_{80,3}$ (Figura 4.41).

El contingut en K_2O és molt baix, amb un màxim de 0,52 % en pes, i el Ba en cap cas supera els nivells mínims de detecció de la microsonda.

4.6.1.2. El nombre de punts analitzats és de 19. En cap cas s'observen grans variacions composicionals. Es tracta de feldspat potàssic gairebé pur; la seva composició varia entre $Or_{91,2}$ i $Or_{99,6}$.

Els continguts en Na_2O (màxim 0,6 % en pes) i CaO (màxim 0,6 % en pes) són en qualsevol cas molt baixos.

El Ba, encara que en continguts baixos, ha estat detectat en aquest feldspat (Figura 4.42). El màxim analitzat és de 1,85 % en pes de BaO. Aquesta concentració en Ba representa un component de celsiana del 3,5 % molar. Tanmateix, la majoria de punts analitzats contenen entre 0,5 i 0,9 en pes de BaO.

4.6.2. Epidota

Han estat analitzats 71 punts en epidota. Les mostres analitzades provenen dels afloraments *Bes-1* (36 punts), *Bes-2* (25 punts) i *Bes-5* (10 punts), i corresponen als tres tipus texturals diferenciats: epidota dels nivells epidòtics, epidota inclosa en els sulfurs massissos, i epidota en vetes.

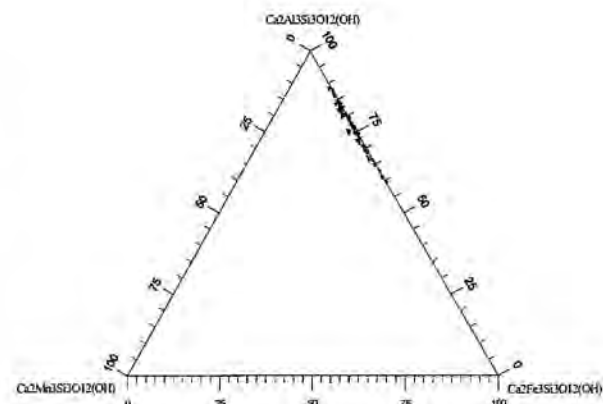


Figura 4.43. Composició de l'epidota (en proporció molecular).

Figura 4.43. Composición de la epidota (en proporción molecular).

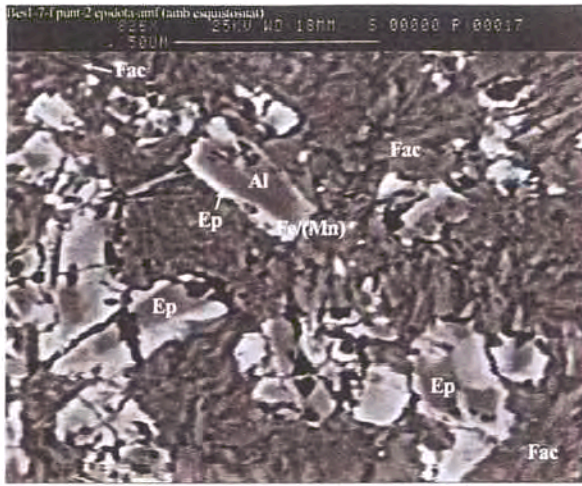


Figura 4.44. Cristalls d'epidota dels nivells d'epidotita. Presenten zonació, amb el nucli més ric en Al, i la vora més rica en Fe. Ep= epidota; Fac= ferroactinolita. Imatge SEM-BSE.

Figura 4.44. Cristales de epidota de los niveles de epidotita, presentando zonación; con el centro más aluminico y el borde más rico en Fe. Ep= epidota; Fac= ferroactinolita. Imagen SEM-BSE.

Existeix certa variació composicional, sobretot pel que fa al contingut en Fe^{3+} i Al; Fe_2O_3 varia entre 5,56 i 19,9 % en pes, i Al_2O_3 entre 18,5 i 29,14% (Figura 4.43). Aquesta variació es pot explicar per la zonació que presenten molts cristalls, amb el nucli més alumínic i la vora més fèrrica (Figura 4.44). La petita mida dels grans no permet obtenir perfils composicionals de detall.

En canvi no s'aprecien variacions composicionals entre cristalls d'epidota de diferents afloraments, o diferents textures.

El contingut de component piemontita dels minerals del grup de l'epidota és molt baix; el valor màxim analitzat és del 2,71 % molar en piemontita.

4.6.3. Granat

S'han realitzat anàlisis de microsonda en cristalls de granat de l'aflorament *Bes-3*, corresponents als nivells relictuals característics de les zones intensament silicificades (13 anàlisis), i de l'aflorament *Bes-1-c*, que corresponen als nivells de granat de la dolomia de l'encaixant (11 anàlisis). La dolomia es troba parcialment silicificada.

En ambdós casos es tracta de granat càlcic («ugrandita»), ja que en la fórmula genèrica del granat $\text{X}_3\text{Y}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ la posició «X» es troba ocupada majoritàriament per Ca, tot i que en alguns casos el

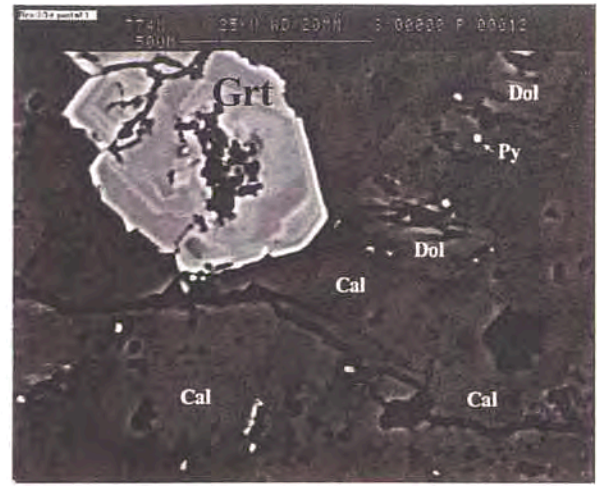


Figura 4.45. Cristall zonat de grossulària, amb la vora enriquida en Mn. Procedent del skarn de l'aflorament *Bes-3*. Grt= granat; Cal= calcita; Dol= dolomita; Py= pirita. Imatge SEM-BSE.

Figura 4.45. Cristal de grosularia zonado, con el borde enriquecido en Mn. Procede del skarn del afloramiento *Bes-3*. Grt= granate; Cal= calcita; Dol= dolomita; Py= pirita. Imagen SEM-BSE.

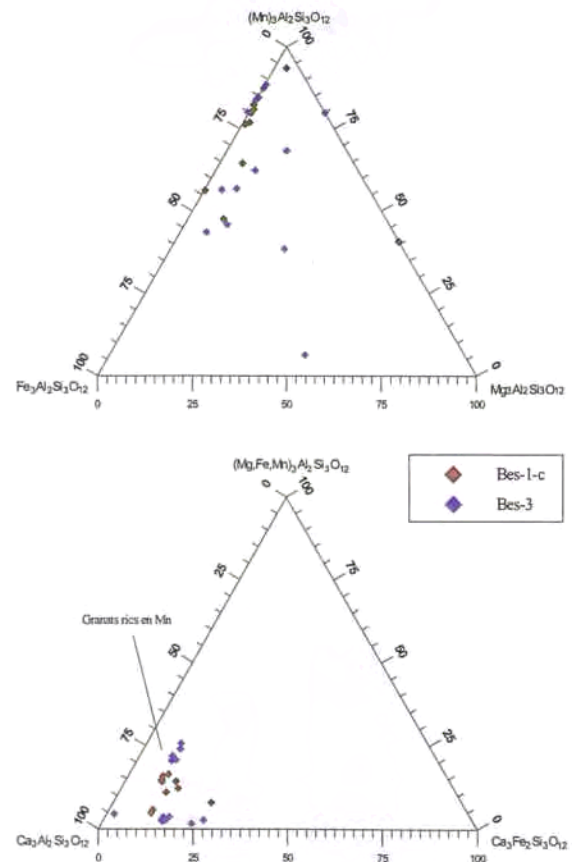


Figura 4.46. Diagrames composicionals del granat. *Bes-1-c*: nivells de granat encaixats en dolomies; *Bes-3*: granats relacionats amb l'skarn.

Figura 4.46. Diagramas composicionales de los granates. *Bes-1-c*: niveles de granate encajados en dolomías; *Bes-3*: granates relacionados con el skarn.

Mn pot ser significatiu; la ocupació de la posició «X» varia entre Ca_3 i $(\text{Ca}_{2,2}, \text{Mn}_{0,7}, \text{Fe}^{2+}_{0,1})$. La relació Al- Fe^{3+} -Cr (posició octaèdrica «Y») determina el terme de la sèrie; tots els punts analitzats corresponen a grossulària. En cap cas s'ha trobat Cr per sobre dels límits de detecció (Figura 4.46).

c-1- Bes-1-c: Correspon a la zona amb mineralització primària (estratiforme). Els cristalls de grossulària d'aquest aflorament són els més homogenis composicionalment. El contingut en Fe_2O_3 està majoritàriament entre 3,7 i 5,6 % en pes, menys un cas en què arriba a 9,1 %.

El contingut en MnO varia de forma gairebé contínua des de 1,3 fins a 7,1% en pes.

La fórmula general d'aquesta grossulària és $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}^{2+})_3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2 \text{Si}_3\text{O}_{12}$; on Ca varia entre 2,3 i 3 àtoms; Mn de 0 a 0,7; Fe^{2+} de 0 a 0,1; Al de 1,4 a 2; i Fe^{3+} de 0 a 0,6.

c-2- Bes-3: Correspon a la zona amb un skarn sobreposat. Les anàlisis de granat s'agrupen en dues poblacions diferenciades essencialment pel seu contingut en Mn. En primer lloc diferenciem una sèrie d'anàlisis que es caracteritzen pel baix contingut en Mn i Fe^{2+} (pertanyen en més del 95 % a la sèrie grossulària-andradita (*ugrandita*)). El segon grup d'anàlisis es caracteritza pel seu contingut significativament més alt en Mn (al voltant de 0,6 àtoms per fórmula). En aquests punts el component *piralspita* és d'un 25 %.

Aquesta distribució bimodal s'explica per la zonació concèntrica que presenten els cristalls de granat de l'*skarn* (*Bes-3*). Si observem la figura 5, veurem clarament com aquests cristalls presenten una sobtada variació entre el nucli i les envoltures; el nucli és particularment ric en Ca, mentre que l'envolta més exterior es troba significativament enriquida en Mn.

4.6.4. Amfibol

Han estat analitzats un total de 21 punts corresponents a cristalls d'amfibol associats a nivells rics en sulfurs, a partir de tres mostres de l'aflorament *Bes-1* (mineralització primària).

Es tracta d'amfibols de la sèrie càlcica tremolita-ferroactinolita. En el diagrama de classificació dels amfibols (Leake *et al.*, 1997), observem que les projeccions d'anàlisis es disposen força agrupades, al voltant de la línia que separa els camps de l'actinolita i la ferroactinolita (Fig. 4.47). Si tenim en compte la fórmula general dels amfibols d'aquesta sèrie $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH}, \text{F})_2$,

el contingut en Mg varia entre 1,82 i 2,78 àtoms per fórmula, també de Fe^{2+} n'hi ha entre 1,83 i 2,77 àtoms per fórmula. El Mn pot arribar a 0,27 àtoms.

Aquest amfibol és pobre en Al, ja que en la major part de les anàlisis el nombre d'àtoms de Si per fórmula excedeix 7,5.

No s'han observat variacions zonals en la composició dels cristalls d'amfibol.

4.6.5. Clorita

En total s'han analitzat 14 punts en clorita. Les anàlisis s'han realitzat a partir de 2 mostres de l'aflorament *Bes-3*. Les anàlisis d'una i altra mostra difereixen sobretot pel que fa al contingut en Si.

Els punts analitzats a la mostra *Bes-3-1* corresponen a una clorita que precipita en la zona de skarn, associada a silicificació. La relació Fe total/(Fe+Mg) respecte els àtoms de Si per fórmula ($18\text{O} + \text{Cl} + \text{F}$) determina que es tracta de diabantita en el diagrama de Hey (1954, o d'una diabantita alumínica en el diagrama de (Figura 4.48). El contingut mitjà en Mg és de 2,92 àtoms per fórmula. Pel cas del Fe^{2+} el valor mitjà és de 1,49 àtoms. El Mn és gairebé absent, tan sols una anàlisi ha donat un contingut per sobre de 0,01 àtoms per fórmula.

La clorita analitzada a la mostra *Bes-3-2* correspon als pseudomorfs de granat per clorita.

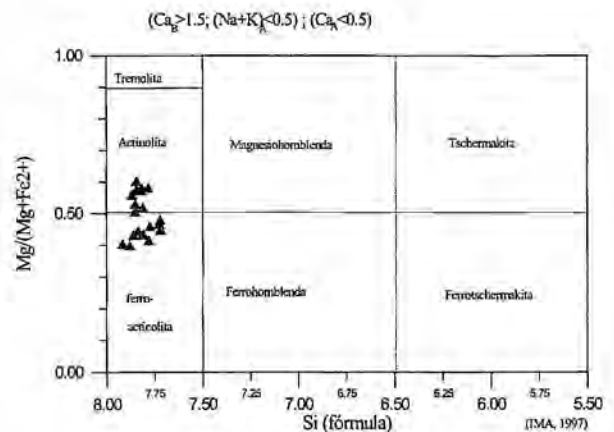


Figura 4.47. Classificació dels cristalls d'amfibol del Mas del Bessó en el diagrama de Leake *et al.* (1997). Mostres representatives de la mineralització estratiforme.

Figura 4.47. Clasificación de los cristales de amfibol del Mas del Bessó en el diagrama de Leake *et al.* (1997). Muestras representativas de la mineralización estratiforme.

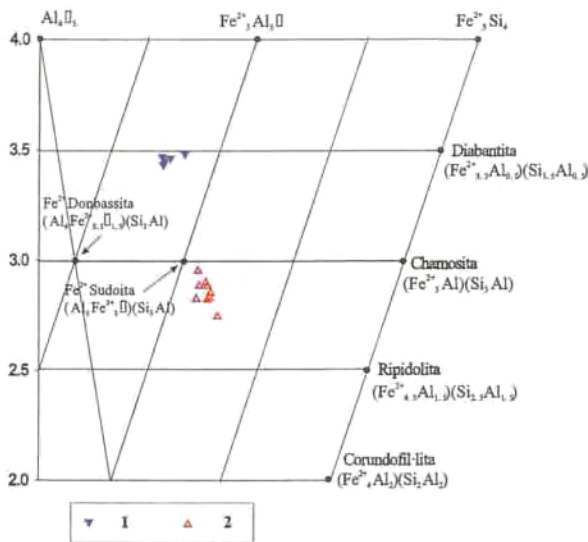


Figura 4.48. Classificació de la clorita del Mas del Bessó en el diagrama de Wiewióra i Weiss (1990). 1: clorita de l'skarn, en associació amb quars; 2: clorita que pseudomorfitza granat càlcic.

Figura 4.48. Clasificación de la clorita del Mas del Bessó en el diagrama de Wiewióra i Weiss (1990). 1: clorita del skarn, asociada a cuarzo; 2: clorita que pseudomorfitza granate cálcico.

pseudomorfitzant els cristalls de granat. Es tracta de picnoclorita, d'acord amb la seva posició en el diagrama de Hey (1954), o una ferrosudoïta d'acord al diagrama de Wiewióra i Weiss (1990). Tots els valors projectats es troben agrupats. Aquesta clorita és lleugerament més rica en Fe²⁺ i pobra en Mg que en el cas anterior (Fe²⁺ mitjà: 1,92 àtoms; Mg mitjà: 2,56 àtoms). Una altra diferència respecte de la clorita precipitada directament és el contingut en Mn; mentre que en el cas anterior el contingut en Mn és menyspreable, la clorita pseudomòrfica conté 0,34 àtoms de Mn de mitjana (Fig. 4.49). En aquest darrer cas, la causa de l'enriquiment en Mn es pot atribuir a l'herència del Mn contingut en els cristalls de granat que han estat reemplaçats (i que tenen 4,01 % en pes de MnO).

4.6.6. Carbonat

S'han analitzat 71 punts a partir de tres mostres (encaixant, Bes-1, Bes-3) en les quals hi ha diversos carbonats diferenciables textural i composicionalment.

4.6.6.1. Carbonat encaixant: S'han realitzat 14 anàlisis puntuals de carbonats en la dolomia que conforma l'encaixant de bona part del dipòsit del

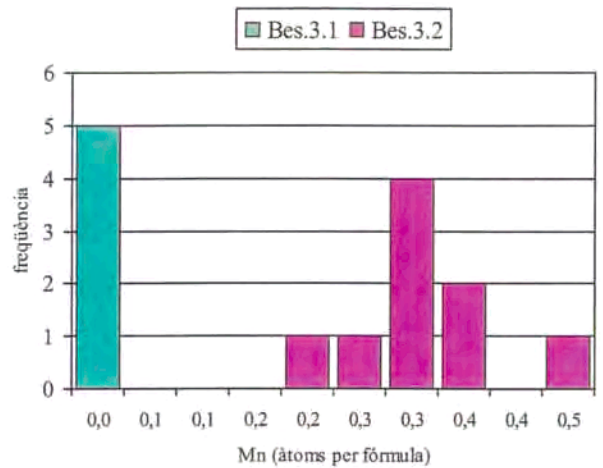


Figura 4.49. Contingut en Mn de la clorita. Bes-3-1: clorita de l'skarn, en associació amb quars; Bes-3-2: clorita que pseudomorfitza cristalls de granat càlcic.

Figura 4.49. Contenido en Mn de la clorita. Bes-3-1: clorita del skarn, asociada a cuarzo; Bes-3-2: clorita que pseudomorfitza cristales de granate cálcico.

Mas del Bessó. En el diagrama triangular CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ (Figura 4.50) uns quants anàlisis s'agrupen al voltant del punt que representa la composició de la dolomita pura [MgCa(CO₃)₂].

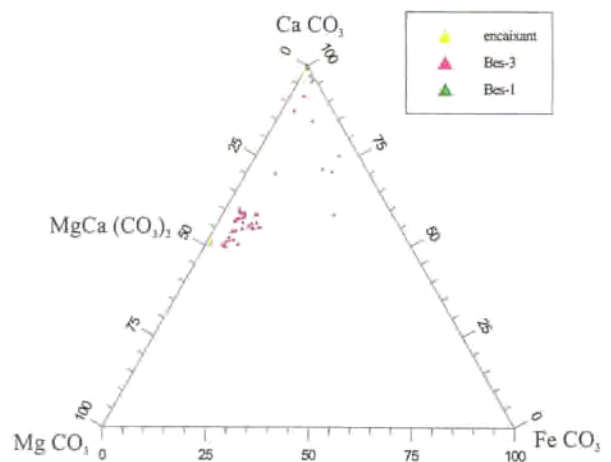


Figura 4.50. Composició dels carbonats al Mas del Bessó. Bes-1= carbonat dels nivells d'epidota; Bes-3= carbonat de l'skarn.

Figura 4.50. Composición de los carbonatos del Mas del Bessó. Bes-1= carbonato de los niveles de epidota; bes-3= carbonato del skarn.

Aquests punts corresponen als cristalls de dolomita que constitueixen la roca dolomítica. Tanmateix, hi ha un altre grup d'anàlisis, menys nombrós, que s'agrupen en el vèrtex de la calcita (CaCO_3). Aquests anàlisis corresponen a calcita en vetes predeformatives.

4.6.6.2 Carbonat associat a la silicificació d'epidotites (Bes-1). Aquest carbonat és calcita gairebé pura (més del 99 % molar en CaCO_3).

4.6.6.3. Skarn. S'han analitzat diferents carbonats (Bes-3). En el diagrama CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 es constata una gran dispersió dels punts analitzats. Un conjunt de punts es troba al voltant de la composició de la dolomita, en un rang que va de 40 a 50 % en CaCO_3 del 3 al 12 % en MgCO_3 - FeCO_3 . Aquests punts corresponen a relíctes de la roca dolomítica encaixant, que localment està totalment reemplaçada.

A part hi ha un conjunt de punts que es troben molt més dispersos, que corresponen a calcita magnesiàna, i que representen el carbonat tardà poiquilític que apareix lligat a la silicificació que produeix aquest *skarn*.

4.6.7. Esfalerita

S'han realitzat un total de 193 anàlisis puntuals en esfalerita. D'aquests, 138 corresponen a esfalerita dels nivells rics en sulfurs i calcosilicats (aflorament Bes-1: 117; Bes-2: 6; Bes-5: 15 anàlisis). Per últim, també s'han realitzat 55 anàlisis en esfalerita de l'aflorament Bes-3 (mineralització associada al contacte).

S'observen importants diferències composicionals entre l'esfalerita corresponent als nivells de sulfurs i calcosilicats («estratiforme», afloraments Bes-1, Bes-2, Bes-5), i l'esfalerita de l'aflorament Bes-3 (*skarn*).

Els elements que més diferencien els dos grups de mostres són el Fe i el Mn. El contingut en Fe, tot i que és elevat en ambdós casos, és significativament superior en l'esfalerita de Bes-3 (mitjana = 12,5 % en pes de Fe), que en l'esfalerita de la resta d'afloraments (mitjana = 9,02 % en pes de Fe), tal i com s'observa a l'histograma (Figura 4.51).

El Mn també presenta diferències significatives entre els dos tipus d'esfalerita; en el cas de l'esfalerita de l'aflorament Bes-3 (*skarn*), trobem un contingut mitjà de 0,97 % en pes de Mn, mentre que en l'esfalerita de la zona estratiforme és 0,30 %.

La resta d'elements no presenten diferències significatives respecte d'un i altre tipus de dipòsit. El contingut mitjà en Cd és del 0,71 % en pes.

La diferent composició química dels dos grups d'anàlisis queda reflectida projectant el contingut de Fe respecte el contingut en Mn per cada punt

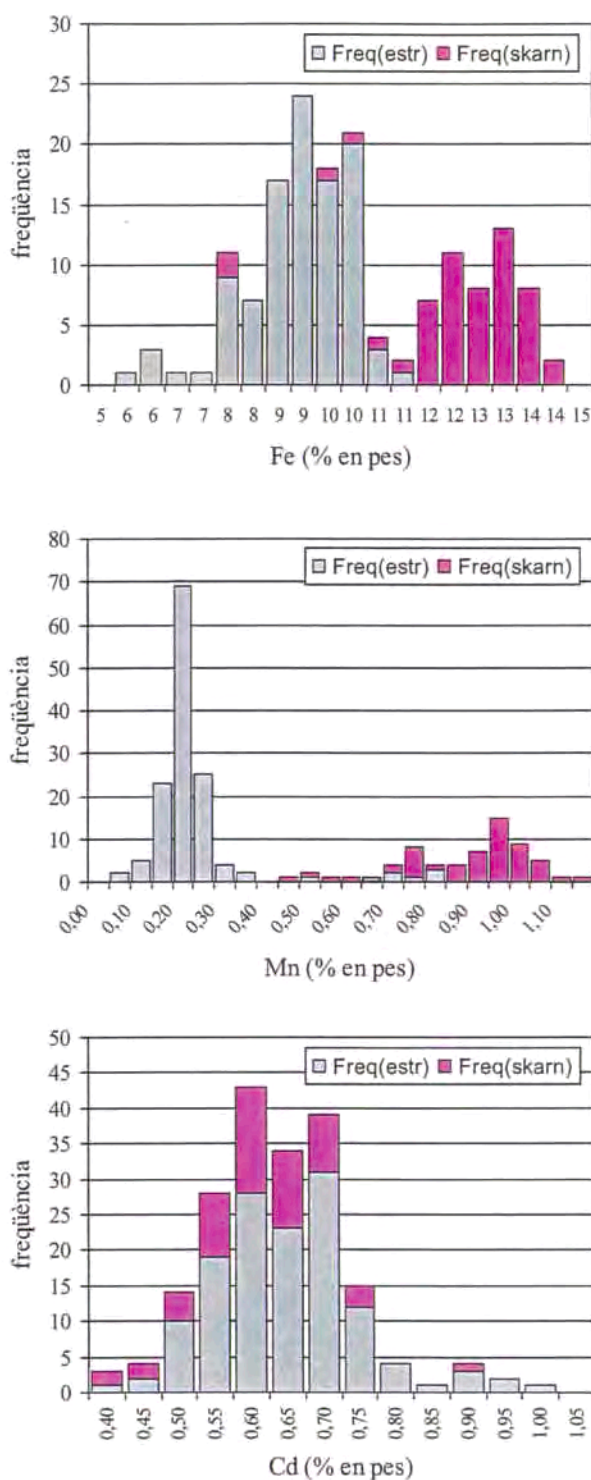


Figura 4.51. Histogrames del contingut en Fe, Cd i Mn en l'esfalerita del Mas del Bessó.

Figura 4.51. Histogramas del contenido en Fe, Cd y Mn en la esfalerita del Mas del Bessó.

analitzat (Figura 4.52). En aquest gràfic s'observa com els valors corresponents a l'esfalerita de la zona estratiforme queden força agrupats, en un rang de valors de baix contingut en Fe (0,6 a 11 %) i en Mn (0,1 a 0,4 %). Com a excepció tenim les anàlisis de

l'aflorament *Bes-5*, que es distribueixen en dos grups amb un contingut en Mn que en un dels casos és significativament superior (al voltant del 0,8 % en pes). Aquesta diferència composicional pot ser justificada per una possible zonació dels cristalls d'esfalerita, que no ha pogut ser caracteritzada donada la morfologia irregular dels grans i el seu comportament com a mineral òpticament isòtrop.

Les anàlisis fetes a l'esfalerita de l'*skarn* (*Bes-3*) tenen una disposició molt més dispersa; tot i que gran part dels valors s'agrupen en un rang d'alt contingut en Fe (12 a 14 %) i en Mn (0,8 a 1,2 %), moltes anàlisis presenten continguts proporcionalment menors dels dos metalls, seguint una tendència lineal fins acostar-se al camp de l'esfalerita de la zona estratiforme. Aquest fet es pot explicar considerant que part de l'esfalerita de l'*skarn* provingui de la recristal·lització i remobilització de l'esfalerita preexistent del dipòsit estratiforme.

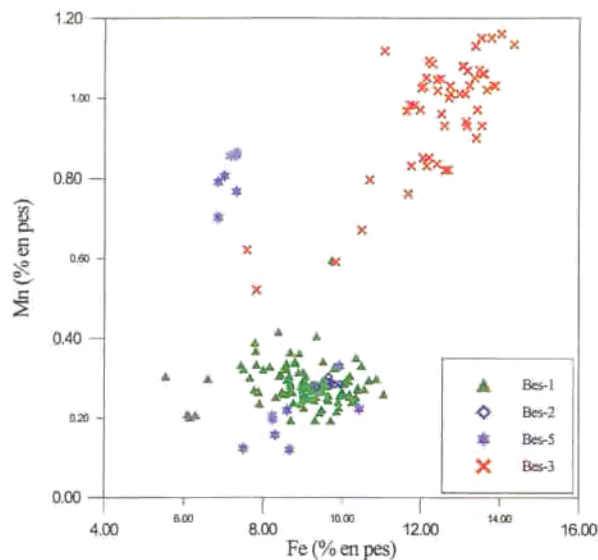


Figura 4.52. Projecció del contingut en Fe vs el contingut en Mn de cristalls d'esfalerita procedents de diversos afloraments del dipòsit del Mas del Bessó.
Figura 4.52. Proyección del contenido en Fe vs el contenido en Mn de cristales de esfalerita procedentes de diversos afloramientos del depósito del Mas del Bessó.

CAPÍTOL V

DIPÒSITS CARBONÍFERS DE L'ARGENTERA: GEOLOGIA I MINERALOGIA

MINERALITZACIÓ DE L'ARGENTERA (Zn-Pb-Cu)

La mineralització de l'Argentera es troba en el terme municipal de Duesaigües, molt propera al límit municipal amb l'Argentera (Baix Camp), a la partida de Los Hortells, situada a uns 1200 m en direcció NNE del poble, en un lloc conegut com "Los Crous".

Es tracta d'un dipòsit de sulfurs massissos (sobretot esfalerita, pirrotita i galena) que presenta un gran interès ja que les lleis de metall són molt altes i la continuïtat lateral és, probablement, de com a mínim 400 m. Desafortunadament, a l'actualitat els nivells de sulfurs no arriben a aflorar en condicions que en facilitin l'estudi, basant-se totes les investigacions fetes fins al moment en mostres d'escombrera i en dades bibliogràfiques.

Com a únics indicis d'una antiga activitat minera hi ha una escombrera de petites dimensions (uns 400 m³), i una calicata de 12 m d'amplada per 5 d'alçada que únicament permet reconèixer uns nivells de lutites d'edat carbonífera tallats per un dic de pòrfir granític. Aquesta mineralització va ser anomenada «filó Nostra Senyora de París», en les concessions mineres del sector. Un informe miner anònim de començaments del segle XX parla d'una galeria feta sobre un filó de mena complexa de Pb-Zn-Cu de 3 metres de gruix, «el més ric de la província de Tarragona». Tammateix, aquest tipus de mena no afavoria en aquells temps el seu aprofitament industrial.

La mineralització consisteix, a grans trets, en nivells de sulfurs massissos de gra fi (principalment pirrotita i esfalerita), que mostren una fina laminació.

5.1. ENTORN GEOLÒGIC

A la conca de l'Argentera afloren principalment sèries carboníferes que es situen de manera discordant sobre materials molt diferents: al Sud de la vila els materials carbonífers del domini del Priorat meridional (unitats de Torroja i de Bellmunt) es situen sobre les pissarres de la unitat de Marçà (Precambrià??); al N de la vila els materials carbonífers del Priorat Central (unitats de Torroja, Bassetes i Ulldemolins) es situen sobre les sèries de la unitat de Les Vilelles (Devonià Superior). El contacte entre els dos dominis és mecànic: el domini del Priorat Central encavalca sobre el domini del Priorat meridional (Figura 5.1).

La unitat de Marçà forma extensos afloraments especialment al SW i W de l'Argentera, fora de la zona estudiada; en aquests afloraments es

reconeixen sèries en tot comparables a les que s'han definit a la zona tipus de Marçà (Melgarejo, 1987).

La part de la sèrie de Les Vilelles que aflora en la zona és també força semblant a la definida en la columna tipus, de la qual es reconeixen els trams que corresponen a la part superior de la unitat, doncs es tracta de pissarres negres amb passades centimètriques de lidites i quarsites.

Les lidites de la unitat de Torroja formen quasi sempre la base de la sèrie carbonífera del sector, tot i que poden faltar en alguns punts, probablement per erosió prèvia a la sedimentació dels gresos viseans, i es situen indistintament sobre els materials de la unitat de Marçà o els de la unitat de Les Vilelles.

Les unitats de Bassetes o de Bellmunt es situen de manera indistinta sobre els materials precarbonífers o sobre les lidites. Les característiques de la unitat de Bellmunt són força semblants a les que s'han definit a la columna tipus; en canvi, la sèrie de Bassetes conté la mineralització i la descriurem en detall.

Com en la columna tipus (Sáez, 1982), a grans trets en la unitat de Bassetes de la zona estudiada es pot diferenciar un paquet basal potent groller, amb potents paquets de grauwackes massisses i conglomerats, amb més de 150 m de potència. A més, els trams basals de la unitat de Bassetes inclouen alguns trams discontinuus de lidites, que es poden interpretar com a cossos olistostròmics arrencats de la base de la sèrie carbonífera, i que presenten replegaments interns (slumps). Ambdues unitats són essencialment constituïdes per potents paquets de grauwackes grises.

Segueix un interval pelític de potència més reduïda (unes poques desenes de metres). La mineralització de sulfurs massissos es situa en aquest interval pelític (Fig.5.1). En altres sectors situats 1 km al SE, ocupant una posició estratigràfica comparable, s'han trobat trams de calcàries, i més al SE encara, un nivell de metabasites. La presència de material piroclàstic és comú en la unitat de Bassetes, i Sáez, 1982 recordem que n'esmenta en la columna tipus.

Finalment, apareix un altre tram detrític groller, amb la base marcada per paquets de conglomerats.

Per sobre d'aquest tram ja apareixen les potents sèries de pissarres de la unitat d'Ulldemolins.

Una sèrie de potents dics de pòrfir granític tallen tota la sèrie paleozoica. Molt a prop de la mineralització aflora un dic subvertical de 6 m de gruixària. Per últim, les sèries triàsiques jauen discordantment sobre el



sòcol paleozoic, constituint els cingles de la Serra del Pradell (Figura 5.1).

La deformació herciniana ha produït en aquest sector plects de gran radi de direcció NW-SE i vergència SW associats a la primera fase herciniana, tot i que també es reconeixen plects de gran radi sobreposats, que corresponen a la segona fase herciniana, amb vergència NE. Com resultat, bona part de l'estructura està força verticalitzada.

Per altra banda, es reconeixen encavalcaments amb la superfície d'encavalcament que cabussa cap del NE, associats a la primera fase de plegament, que tenen com a nivell de desenganxament les pissarres devonians i que fan encavalcar els materials del domini del Priorat Central sobre els del domini del Priorat Meridional o Baix Priorat.

5.2. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT

El fet de que la galeria de mina d'on provenen les mostres estigui ensorrada, i que la resta d'afloraments siguin gossans molt evolucionats, en què estan esborrades les litofàcies originals, impedeix reconèixer en detall l'estructura d'aquest dipòsit. La potència del nivell de sulfurs massissos era superior a 3 m, com ho indiquen els informes inèdits antics, i la continuïtat lateral, en base a les dades cartogràfiques que presentem (fig.5.1), és com a mínim de 400 m. Cal tenir en compte, tanmateix, que es va descriure un altre aflorament de mineralització amb sulfurs, molt alterat en superfície a *gossan*, prop de Riudecanyes.

Aquesta mineralització no es actualment observable, doncs sobre ella s'hi ha urbanitzat, però s'ubica en el mateix tram de la sèrie, i aprop de l'aflorament de metabasites suara esmentat (Melgarejo, 1987). Com que l'aflorament de les sèries paleozoiques en aquest sector no és

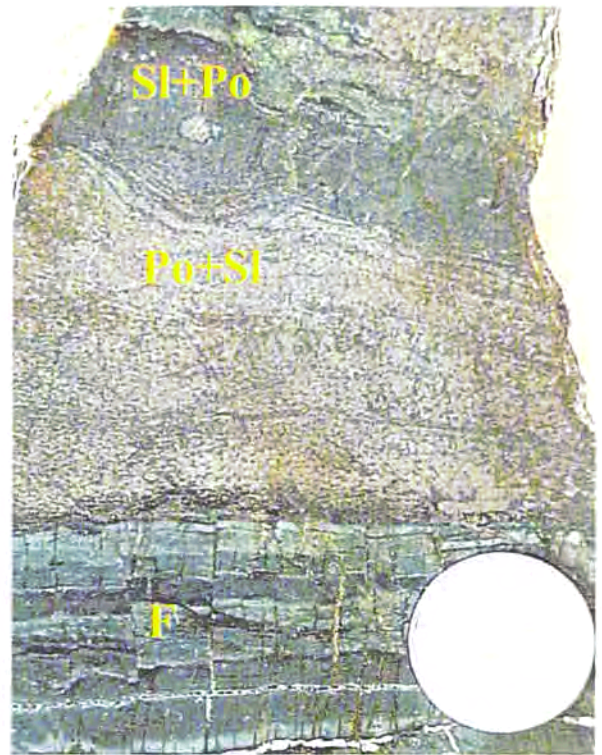


Figura 5.2. Estructura bandada de la mineralització estratiforme de sulfurs massissos de l'Argentera. F: nivell de feldspat; Po+Sl: nivell estratiforme de sulfurs amb predomini de pirrotita; Sl+Po: nivell estratiforme de sulfurs amb predomini d'esfalerita.

Figura 5.2. Estructura bandeada de la mineralización estratiforme de sulfuros masivos de L'Argentera. F: nivel de feldspato; Po+Sl: nivel estratiforme de sulfuros con predominio de pirrotita; Sl+Po: nivel estratiforme de sulfuros con predominio de esfalerita.

continu, en part per l'existència d'abundants camps de conreu i en part per l'abundància de dics de pòrfir que tallen les sèries paleozoiques, es comprèn, doncs, que pot ser recomanable en aquest sector dur a terme una campanya d'exploració geofísica.

Figura 5.1. Contexte geològic i situació del dipòsit de L'Argentera. Confeccionat a partir de dades de Melgarejo (1987) i pròpies. 1- Pissarres i grauvaques de la unitat de Marçà (Precambrià?), 2- Pissarres negres i quarsites de la unitat de Les Vilelles (Devonià Superior), 3- Lidites de la unitat de Torroja (Tournaisià), 4- Grauvaques de la unitat de Bassetes (Viseà), 5- Pissarres i gresos de la unitat d'Ulldemolins (Namurià Inferior), 6- Nivells de sulfurs massissos, 7- Dics de pòrfir granític (Permià), 8- Al·luvions (Quaternari), * situació dels indicis.

*Figura 5.1. Contexto geológico y situación del depósito de L'Argentera. Confeccionado a partir de datos de Melgarejo (1987) y propios. 1- Pizarras y grauvacas de la unidad de Marçà (Precámbrico), 2- Pizarras negras y cuarçitas de la unidad de Les Vilelles (Devónico Superior), 3- Liditas de la unidad de Torroja (Tournaisiense), 4- Grauvacas de la unidad de Bassetes (Viseense), 5- Pizarras y areniscas de la unidad de Ulldemolins (Namuriense Inferior), 6- Niveles de sulfuros masivos, 7- Diques de pórfido granítico (Pérmico), 8- Aluviones (Cuaternario), * situación de los indicis.*

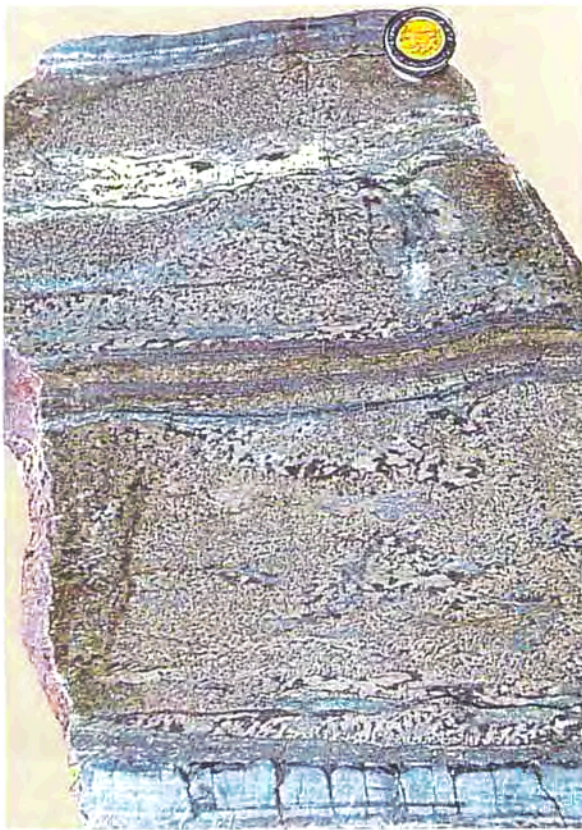


Figura 5.3. Alternances de nivells monomineràlics de gra fi d'esfalerita i de pirrotita, amb laminació planar, reemplaçats per mineralització més grollera; el conjunt està esquistosat.
Figura 5.3. Alternancias de niveles monomineràlicos de grano fino de esfalerita y de pirrotita, con laminación planar; reemplazados por mineralización más gruesa; el conjunto está esquistosado.

Les mostres d'escombrera no permeten extrapolar si existia algun tipus de zonació en el dipòsit. Es poden diferenciar, però, diversos tipus d'estils de mineralització en mostra de ma: mineralització estructurada de sulfurs massissos (fàcies 1), nivells de feldspat (fàcies 2), cossos silicificats (fàcies 3), cossos clorititzats (fàcies 4), sulfurs massissos no estructurats (fàcies 5), bretxes (fàcies 6) i vetes (fàcies 7).

5.2.1. Mineralització estructurada de sulfurs massissos (fàcies 1)

Consisteix en paquets de gruix centimètric a decimètric de sulfurs massissos (figura 5.2). En aquest tipus de mineralització s'hi distingeixen idealment els següents intervals en funció de la mida de gra i estructures sedimentàries:

a) **Intèrval groller:** es troba compost exclusivament per sulfurs de gra gruixut, generalment amb mida de gra entre 2-3 mm. Tanmateix, de vegades, la mida de gra arriba a ser de fins 5 mm. En aquestes bandes la

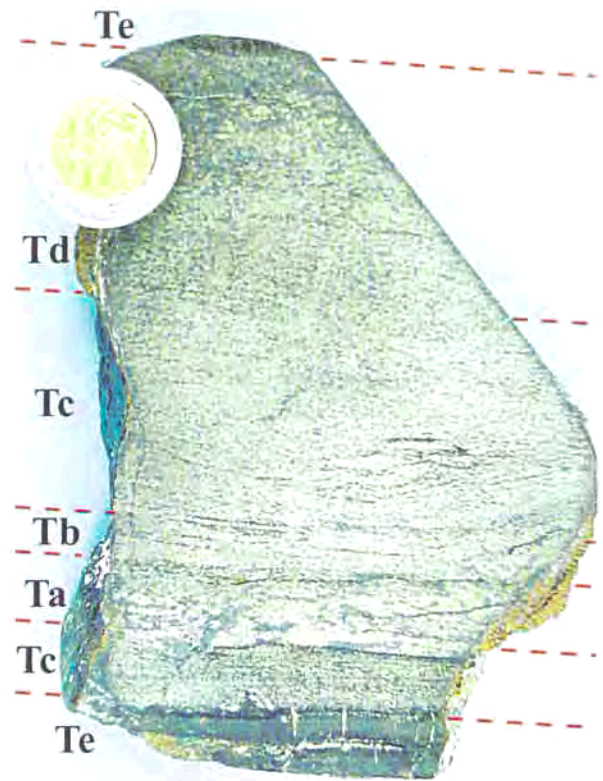


Figura 5.4. Seqüència turbidítica de Bouma (1962) en les fàcies estratificades bandades del nivell de sulfurs massissos de L'Argentera.

Figura 5.4. Secuencia turbidítica de Bouma (1962) en las facies estratificadas bandeadas del nivel de sulfuros masivos de L'Argentera.

composició és generalment d'esfalerita i pirrotita, en grans de forma irregular. El gruix d'aquestes bandes és generalment centimètric, i en el seu interior no s'hi observen estructures sedimentàries, però si una variació progressiva de la mida de gra.

b) **Intèrval de mida de gra intermèdia:** es troba compost de sulfurs massissos amb petites proporcions de quars, tots ells de mida entre 1 mm i 400 µm; presenta laminació de gruix inframil·limètric, la qual respon a l'esquema de laminacions encreuades de tipus *through* de petita escala, o bé laminacions planars. Els grans de quars i de sulfurs tendeixen a estar arranats en làmines monomineràliques.

c) **Intèrval de mida de gra fina:** es tracta d'alternances de làmines de gruix inframil·limètric de pirrotita i d'esfalerita (figura 5.4).

La disposició dels diferents intervals recorda el model d'una seqüència turbidítica (Bouma, 1962), amb termes grollers (Ta) a la base, termes sorrencs amb laminació planar sobre l'anterior (Tb), termes sorrencs amb laminació encreuada (Tc), termes sorrencs amb laminació planar (Td) i terme superior pelític (Te), si

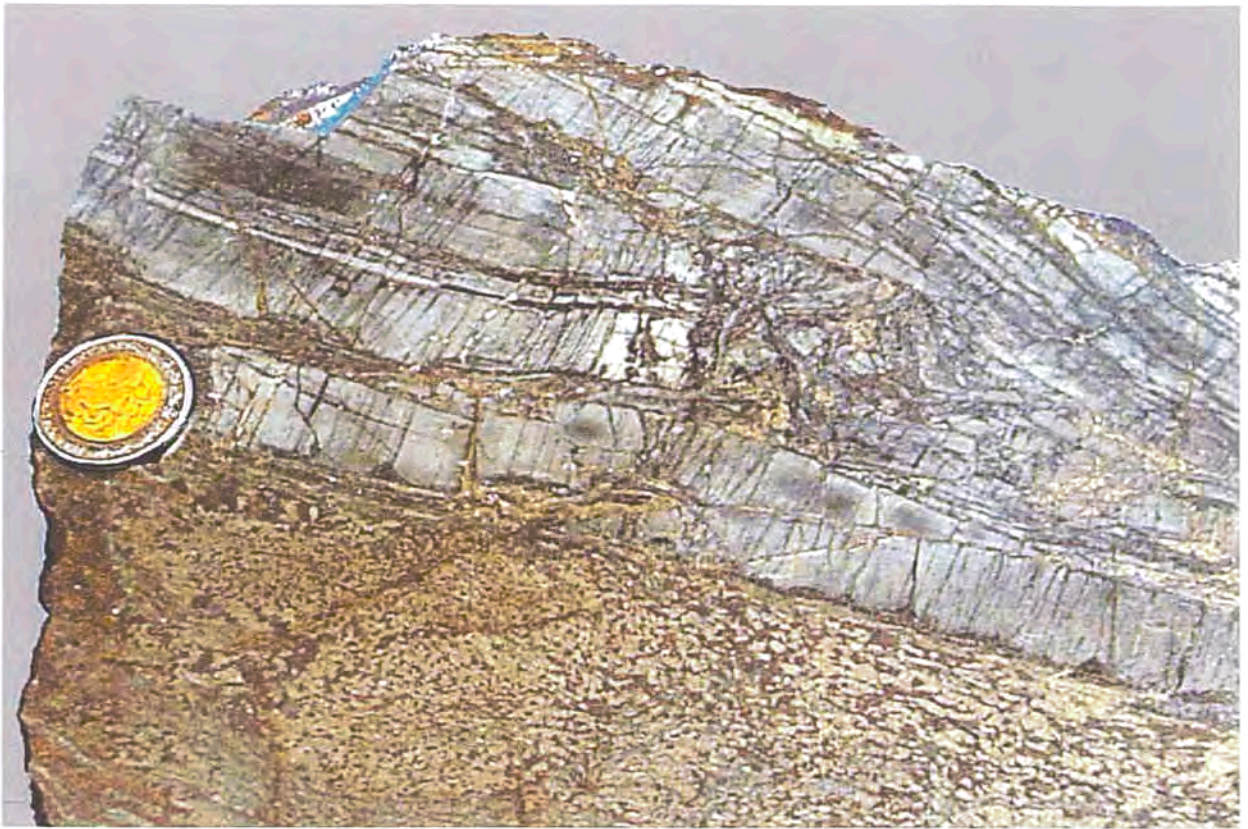


Figura 5.5. Nivells feldspàtics de gruix centimètric, amb una laminació planar poc definida, fragmentats i resedimentats com a intraclasts, associats a nivells de sulfurs massissos (esfalerita i pirrotina). Hi ha sulfurs intersticials entre els clasts.

Figura 5.5. Niveles feldespàtics de potència centimètrica, con laminación planar poco definida, fragmentados y resedimentados como intraclastos, asociados a niveles de sulfuros masivos (pirrotita y esfalerita). Hay sulfuros intersticiales entre los clastos.

s'assimila els nivells criptocristal·lins al terme Te, i els sulfurs als termes sorrencs. Si s'accepta aquest esquema, en algunes mostres es pot determinar la seqüència completa Ta-e de Bouma (1962); un exemple d'aquesta disposició es dona a la figura 5.4.

5.2.2. Fàcies 2 (nivells feldspàtics)

Estan compostos per proporcions variables de clorita, quars, i plagiòclasi, tots ells de mida criptocristal·lina. Són nivells de color blanc, gris pàl·lid o gris-verdós fosc (gairebé negre) i gruix que varia entre pocs mil·límetres i un decímetre. En el seu interior s'hi aprecia una laminació planar molt poc definida. De vegades els nivells feldspàtics estan fragmentats i resedimentats com a intraclasts (figura 5.5).

La mida de gra és fina o molt fina (des de 100 μm en els més grollers fins a menys de 10 μm en els més fins), per la qual cosa la lluïssor tendeix a ser de cera i la fractura, concoïdal, i els nivells

prenen un aspecte que recorda als de chert.

Les proporcions dels diferents minerals components són variables, i alguns nivells tendeixen a ser monomineràlics.

5.2.3. Fàcies 3 (roca silicificada)

Generalment aquesta fàcies forma bandes intercalades entre d'altres de sulfurs, de feldspat o de clorita; tanmateix, es presenta més sovint com a cossos de morfologia irregular que reemplacen els nivells de sulfurs estructurats i els nivells de feldspat.

En mostra de mà, és una fàcies de color blanquinós i d'aspecte sacaroïdal, microcristal·lina (mida de gra entre 1 mm i 250 micres), i de tendència monomineràlica.

Està constituïda quasi exclusivament per quars, amb quantitats més petites de clorita i sulfurs disseminats (essencialment, pirrotita i esfalerita, figures 5.6 i 5.7).

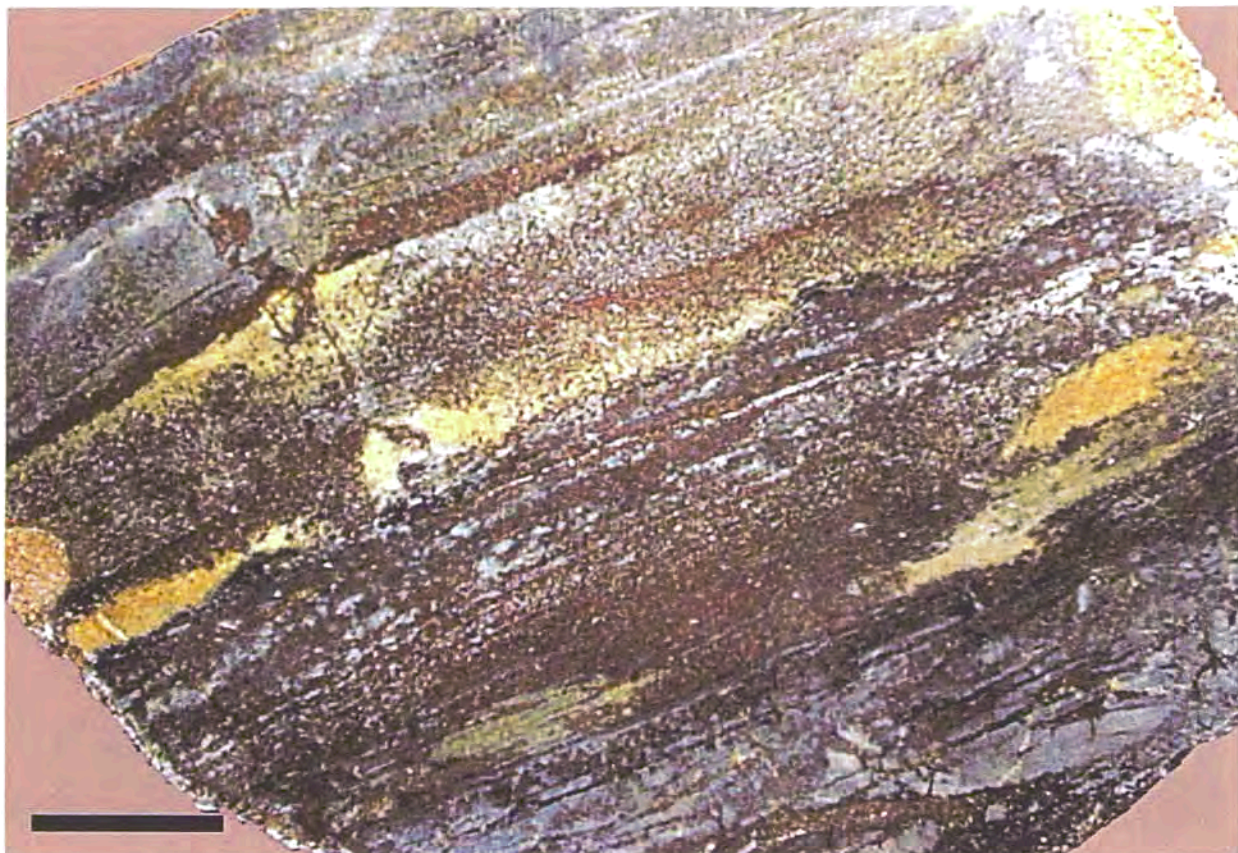


Figura 5.6. Detall de la fàcies 3 (roca silicificada), de color groc. Llargada de la barra d'escala, 1.5 cm

Figura 5.6. Detalle de la facies 3 (roca silicificada), de color amarillento. Longitud de la barra de escala, 1.5 cm.



Figura 5.7. Nivells mil·limètrics de clorita de gra fi (centre), associats a d'altres de centimètrics de feldspat (gris) i de sulfurs (pirrotita i esfalerita). Escala, 1.5 cm.

Figura 5.7. Niveles milimétricos de clorita de grano fino (centro), asociados a otros centimétricos de feldespato (gris) y de sulfuros (pirrotita y esfalerita). Escala, 1.5 cm.

5.2.4. Fàcies 4 (cossos clorititzats)

Està poc desenvolupada en aquest dipòsit, i consisteix en nivells de potència mil·limètrica de clorita de gra fi (menys de 100 micres). Són de color verd fosc, quasi negre (figura 5.7).

5.2.5. Fàcies 5 (sulfurs massissos no estructurats)

Són cossos de morfologia tabular a gran escala i de gruix d'ordre centimètric. Tanmateix, a escala de detall són força irregulars i clarament epigenètics. Es tracta de cossos massissos de sulfurs (principalment, pirrotita i esfalerita). Aquests cossos de sulfurs reemplacen clarament als cossos silicificats (fàcies 5.2), dels quals en resten, de vegades, relictes de mida centimètrica englobats per la massa de sulfurs (figura 5.8).

En d'altres cassos s'aprecien fronts de reemplaçament dels nivells de feldspats i dels cossos silicificats per sulfurs (figura 5.9).

En detall, aquests sulfurs són de gra fi (mida de gra de l'ordre de 500 micres), però localment presenten mides de gra superiors al mil·límetre.

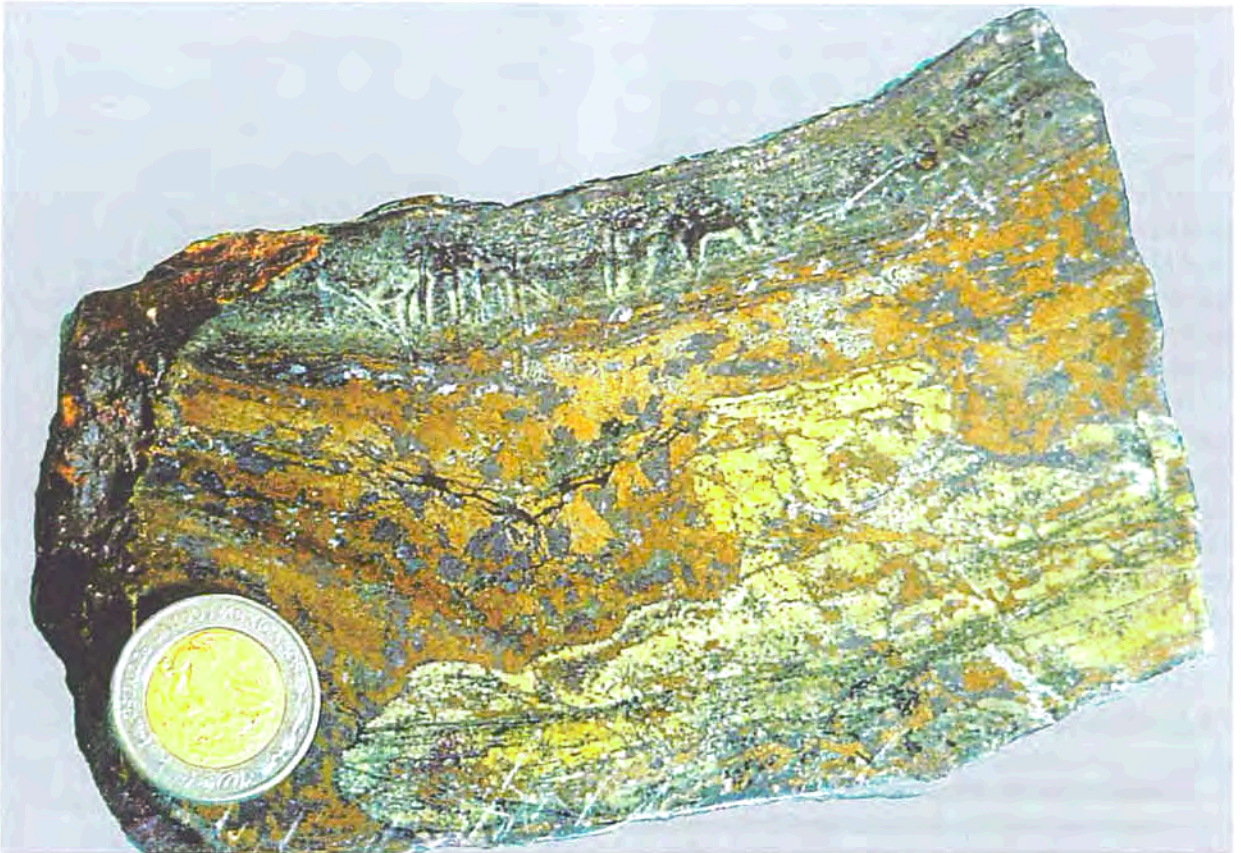


Figura 5.8. Agregats de sulfurs massissos no estructurats (compostos per pirrotita, esfalerita i quantitats més petites de galena) que reemplacen una banda silicificada (de color groguenc) en què s'aprecia un bandat relícte.

Figura 5.8. Agregados de sulfuros masivos no estructurados (compuestos por pirrotita, esfalerita y cantidades menores de galena) que reemplazan una banda silicificada (de color amarillento) en la que se aprecia un bandeo

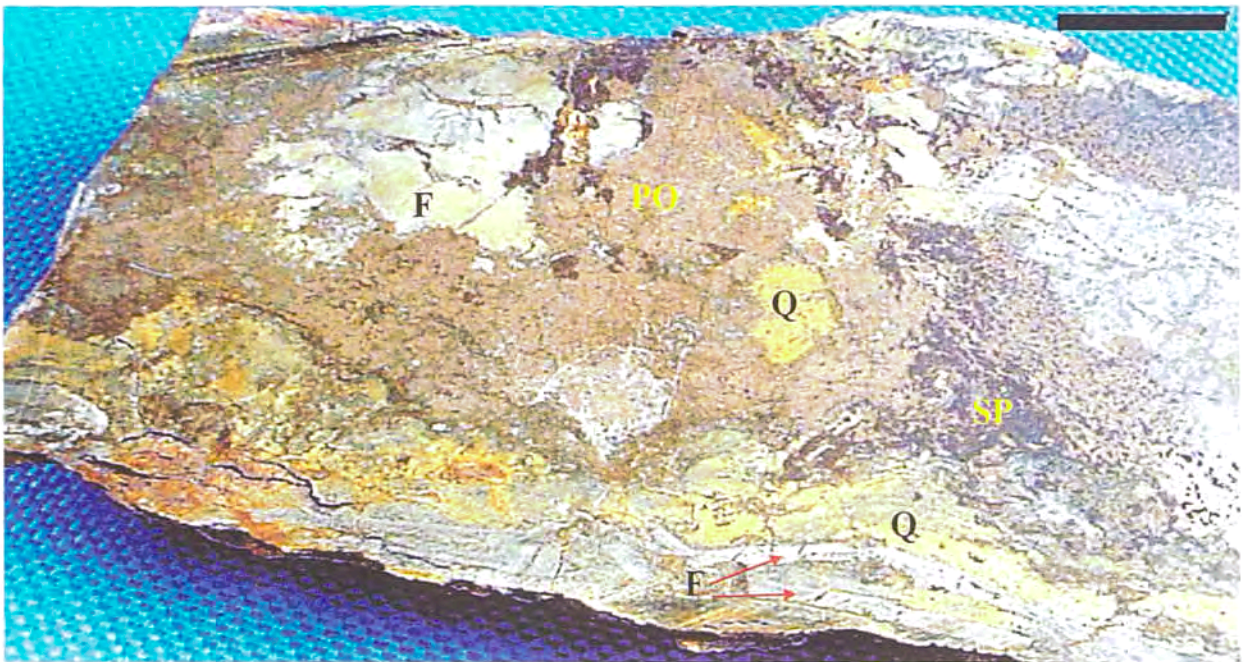


Figura 5.9. Detall en mostra de mà de les relacions entre diferents fàcies de la mineralització de l'Argentera. Els nivells de feldspat (color gris perla, F), són reemplaçats per la silicificació (Q), i el conjunt, pels sulfurs no estructurats de gra groller (principalment, esfalerita, sl, i pirrotita, po). Barra de escala, 3 cm.

Figura 5.9. Detalle en muestra de mano de las relaciones entre diferentes facies de la mineralización de l'Argentera. Los niveles de feldspato (color gris perla, F), son reemplazados por la silicificación (Q), y el conjunto, por los sulfuros no estructurados de grano grueso (principalmente, esfalerita, sl, y pirrotita, po). Barra de escala, 3 cm.

5.2.6. Fàcies 5 (bretxes)

És una fàcies poc comuna en el dipòsit. Es tracta de cossos de forma vagament tabular, aproximadament paral·lela al bandat litològic, compostos de fragments angulosos de roca feldspàtica, cimentats per masses de sulfurs en posició intersticial (esfalerita, pirrotita i galena). Aquests sulfurs són de mida de gra gruixuda (generalment mil·limètrica o, encara que molt excepcionalment, centimètrica, figura 5.10).

Els fragments presenten una mida molt heteromètrica. Tot i que un fragment determinat no sempre encaixa perfectament amb els seus immediats, és evident que, a grans trets, les zones bretxificades corresponen al trencament de nivells de feldspats sense que existeixi gaire transport o mobilització lateral.

5.2.7. Fàcies 6 (vetes)

Consisteixen en rebliment de fractures, que poden tenir amplades des de pocs mm a alguns centímetres. En aquestes vetes hi ha un rebliment de sulfurs, essencialment pirrotita i esfalerita. La mida de gra d'aquests sulfurs és molt gruixuda, i normalment supera els 5 mm de diàmetre. Els cristalls són al·lotriomorfs. Aquesta fàcies no és la més comuna. El contacte amb la resta de fàcies és molt irregular, i de vegades és transicional (figura 5.11). Generalment les vetes inclouen una primera generació de pirrotita, que entapissa les parets de la cavitat, i són reblertes per la resta de sulfurs. Els sulfurs que es troben en aquestes vetes estan deformats.

5.2.8. Estructures associades a deformació

Tot i que no es disposa d'afloraments, en les mostres de mà de l'escombrera de l'Argentera de les diverses fàcies del dipòsit s'aprecien evidències de que aquestes fàcies han estat afectades per les fases de plegament associades a la deformació herciniana. Nombroses estructures menors associades a plegament ho demostren:

5.2.8.1. Boudins: Els nivells feldspàtics es troben afectats per «*boudinage*» com a conseqüència de la diferència de competències entre els sulfurs massissos i els nivells feldspàtics. La deformació produeix el trencament dels nivells feldspàtics (de comportament més fràgil durant la deformació), i la disposició en estructures «*necking*» dels sulfurs (més plàstics). D'acord amb el model de formació



Figura 5.10. Aspecte de visu de la mineralització en bretxes (fàcies 5). Es distingeixen els clasts de roca feldspàtica, i el ciment, constituït per sulfurs grollers (esfalerita, pirrotita i galena).

Figura 5.10. Aspecto de visu de la mineralización en brechas (facies 5). Se distinguen los clastos de roca feldespática, y el cemento, compuesto por un agragado de sulfuros de grano grueso (esfalerita y pirrotita y galena).

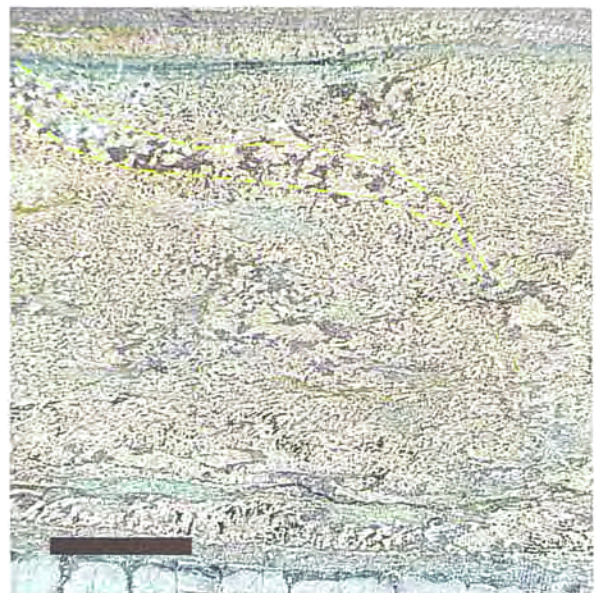


Figura 5.11. Vetes poc definides d'esfalerita i pirrotita, associades a la mineralització de sulfurs massissos no estructurats. Escala, 4 cm.

Figura 5.11. Vetes poco definidas de esfalerita y pirrotita, asociadas a la mineralización de sulfuros masivos no estructurados. Escala, 4 cm.

d'estructures boudin de Ramsay (1977), les figures que en resulten enregistren una molt forta diferència de competència entre els nivells de feldspats i els de sulfurs (Figura 5.12).

5.2.8.2. Esquistositat: A nivell macroscòpic, la deformació es manifesta a nivell de gra en el desenvolupament d'una esquistositat bastant penetrativa que afecta clarament als nivells de sulfurs. A escala *de visu*, aquesta esquistositat es reconeix principalment en els nivells de mida de gra submil·limètrica, en els quals els grans de sulfurs tenen seccions de morfologia elongada, amb la dimensió més llarga de cada gra disposada paral·lelament amb la de la resta (Figura 5.13), però també es pot distingir clarament en les zones més grolleres de la mineralització no estructurada (figura 5.14).

L'esquistositat forma generalment un angle baix amb l'estratificació, de fins a 30°, la qual cosa indica que la zona en què es van extreure les mostres està situada en el flanc d'un plec, aspecte que concorda amb el desenvolupament de boudins i amb el context geològic regional en què està situada la mina. Malauradament, com les mostres no es troben in situ, a partir de les relacions esquistositat-estratificació no es pot deduir si corresponen a zones de flanc normal o invers del plec. El context regional, però, indica que molt probablement les estructures descrites estan associades a un plec de flancs molt apretats de la segona fase de plegament herciniana.

5.3. MINERALOGIA I TEXTURES

El dipòsit de L'Argentera és relativament pobre en quant a diversitat mineralògica. Per altra banda, malgrat que el cos no aflora in situ, està situat en una zona afectada per molts processos. Per tant, sols el seu estudi textural detallat pot aportar dades significatives per a la seva història geològica, per la qual cosa aquest estudi s'ha realitzat en detall.

5.3.1. Fàcies estructurades de sulfurs massissos

Com hem indicat anteriorment, es componen de pirrotita, esfalerita i galena principalment, seguits per pirita (i marcassita) i calcopirita, més escasses. Hi ha, a més, petites quantitats accessòries de quars i clorita, els cristalls dels quals es troben totalment inclosos en la massa de sulfurs.

A escala de mostra de mà, s'observa una fina laminació, excepte en alguns sectors en els quals la recristal·lització dels sulfurs emmascara les textures anteriors, i també s'observa un clar bandat

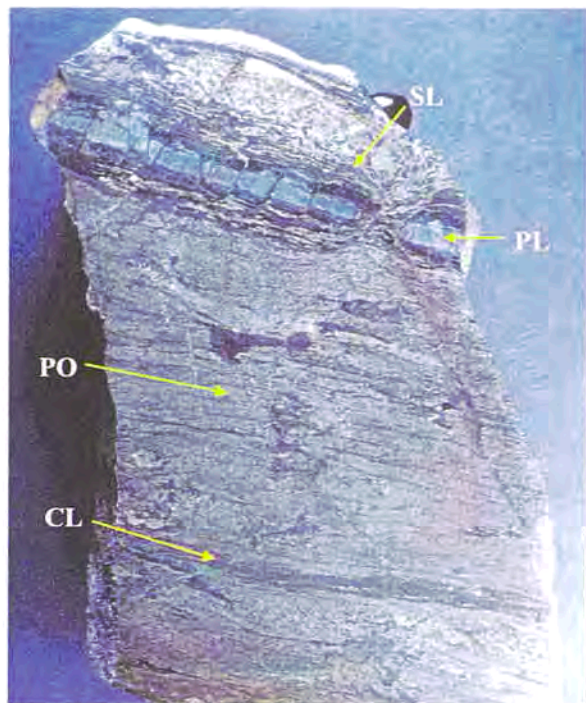


Figura 5.12. Nivell feldspàtic *aboudinat* encaixat en sulfurs massissos. S'observa la remobilització dels sulfurs vers les zones de *necking* i «*pull apart*». SL = esfalerita; PL = plagiòclasi; PO = pirrotita; CL = clorita.

Figura 5.12. Nivel feldespático *aboudinado* encajado en los sulfuros masivos. Se observa la remobilización de los sulfuros hacia las zonas de *necking* y «*pull apart*». SL =

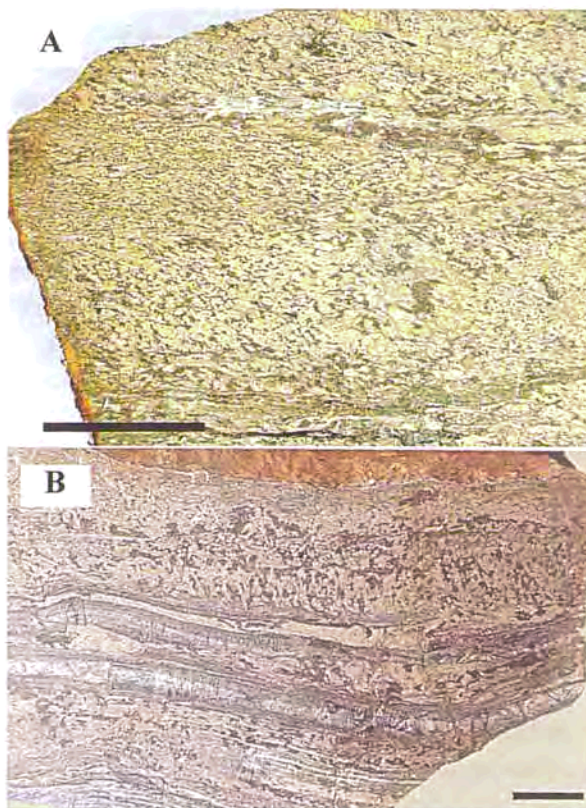


Fig. 5.13. Esquistositat en nivells de sulfurs no estructurats: a) de gra fi, escala 4 cm; b) de gra groller, escala 2 cm.

Fig. 5.13. Esquistosidad en niveles de sulfuros no estructurados: a) de grano fino, escala 4 cm; b) de grano grueso, escala 2 cm.

mineralògic. Aquest bandat es manifesta en una alternança de nivells on predomina la pirrotita o bé l'esfalerita. A escala microscòpica el bandat és menys evident. Tanmateix, en aquest cas es pot observar com aquest bandat afecta també als silicats, que es distribueixen aproximadament en "nivells" on són més o menys abundants. En molts casos la galena també tendeix a disposar-se en nivells, tot i que aquest mineral tendeix també a ser remobilitzat cap a les superfícies d'esquistositat.

La deformació que afectà aquest dipòsit, malgrat no poder-se apreciar a nivell d'aflorament, ha quedat enregistrada en una sèrie d'estructures menors associades a la deformació, i distingibles en mostra de ma o a nivell microscòpic. Com hem indicat, de vegades es pot apreciar a visu l'esquistositat en els nivells de sulfurs de gra mig; tanmateix, a escala microscòpica també es pot apreciar en els nivells més fins (figura 5.14 i 5.15). Aquest fenomen és especialment evident en els grans de galena.

5.3.1.1. Menes metàl·liques

Els sulfurs es presenten en cristalls al·lotriomorfs de gra fi (entre 100 i 1000 μm), tret d'alguns nivells més recristallitzats, on la mida de gra pot assolir alguns mil·límetres. La forma dels grans és elongada per efecte de l'esquistositat, però les vores de gra regulars i arrodonides configuren una textura granoblàstica que es sobreposa a l'anterior. Aquesta evolució es pot interpretar com a la superposició d'un metamorfisme tèrmic a estadis de deformació, la qual cosa és coherent amb la història geològica de l'àrea.

La galena tendeix a desenvolupar vores còncaves amb la resta de sulfurs, com a conseqüència de que aprofita els intersticis deixats per altres sulfurs.

La calcopirita, molt escassa, apareix fonamentalment com a fines inclusions de reemplaçament segons l'exfoliació de l'esfalerita (*chalcopyrite disease*).

La pirita també és molt escassa, i únicament es produeix com a producte de reemplaçament de la pirrotina, en textures de *bird eyes* associada a marcassita. Es disposa en agregats concèntrics de gra molt fi que localment reemplacen els grans de pirrotina, preferentment segons les vores i exfoliacions. També s'hi aprecien, tot i que molt rarament, cristalls hipidiomorfs poiquiloblàstics de mida mil·limètrica.

En petites quantitats, en associació als nivells de sulfurs, es distingeixen petits cristalls de molibdenita hipidiomorfs d'hàbit tabular (menys de 5 micres).



Figura 5.14. Microfotografia de la textura dels sulfurs massissos estructurats. S'aprecia la disposició elongada dels grans degut a l'esquistositat, particularment en els grans de galena. Llum reflectida, sense analitzador. Longitud de l'escala = 100 mm. GA: galena; PO: pirrotita; SL: esfalerita.

Figura 5.14. Microfotografía de la textura de los sulfuros masivos estructurados. Se aprecia la disposición elongada de los granos por efecto de la esquistosidad, particularmente en los de galena. Luz reflejada, sin analizador. Longitud escala = 100 mm. GA: galena; PO: pirrotita; SL: esfalerita.

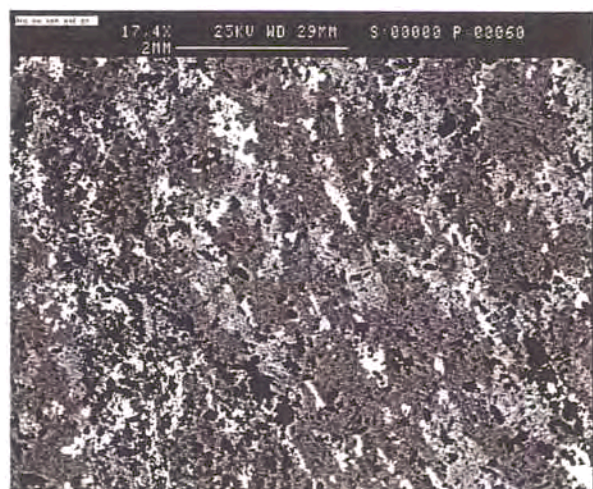


Figura 5.15. Sulfurs massissos afectats per esquistositat. Blanc = galena; gris clar = esfalerita; gris fosc = pirrotita; negre = silicats. Imatge SEM-BSE.

Figura 5.15. Sulfuros masivos afectados por esquistosidad. Blanco = galena; gris claro = esfalerita; gris oscuro = pirrotita; negro = silicatos. Imagen SEM-BSE.

5.3.1.2. Quars

El quars és el silicat més abundant dels nivells de sulfurs. Es presenta en cristalls subidiomorfs, amb una morfologia elongada de secció basal pseudohexagonal (degut a que la forma és una combinació de prisma i bipiràmide), amb unes 250 μm de longitud. Els cristalls de quars són rics en inclusions sòlides, essencialment de clorita i pirrotita. aparentment aquests grans no presenten cap orientació preferencial, i es troben totalment englobats per la massa de sulfurs. Tot i que apareixen disseminats en tots els nivells de sulfurs, es poden reconèixer nivells o, juntament amb la clorita, és el mineral principal.

5.3.1.3. Clorita

La clorita apareix associada al quars, i es disposa en agregats radials i en feixos, en nivells de quars-clorita. No s'observa una disposició orientada dels cristalls de clorita.

La presència de petits cristalls de zircó i uraninita (inferiors a 5 μm) inclosos en els agregats de clorita es manifesta per les aurèoles metamíctiques que es desenvolupen al seu voltant.

5.3.2. Nivells feldspàtics

Intercalats en els sulfurs massissos apareixen uns nivells competents de potència centimètrica, que presenten aspecte de chert a l'aflorament, tant en mostra de mà com, fins i tot, al microscopi. Sols l'estudi acurat amb difracció de pols de raig-X revela que estan constituïts essencialment per feldspat (plagiòclasi), amb quantitats menors de quars i clorita criptocristal·lins. Altres minerals presents en aquesta paragènesi són titanita, ilmenita, apatita, i sulfurs (sobretot, pirrotita i galena).

L'abundància relativa entre el quars i el feldspat varia algunes vegades progressivament segons el bandat estratigràfic, tot i que en general el contacte dels nivells més rics en feldspat amb la resta és net i sobtat (figura 5.16). D'aquesta manera, existeixen nivells gairebé purs de feldspat, i d'altres on el mineral predominant és el quars (figura 5.17).

Pel fet de comportar-se com a nivells competents intercalats en nivells amb un comportament més plàstic (sulfurs massissos), la deformació herciniana produeix *boudinatge* en els nivells de feldspat (que al ser fràgils es troben molt fracturats), amb una disposició dels sulfurs



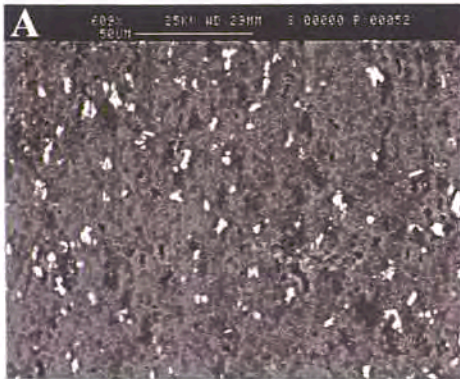
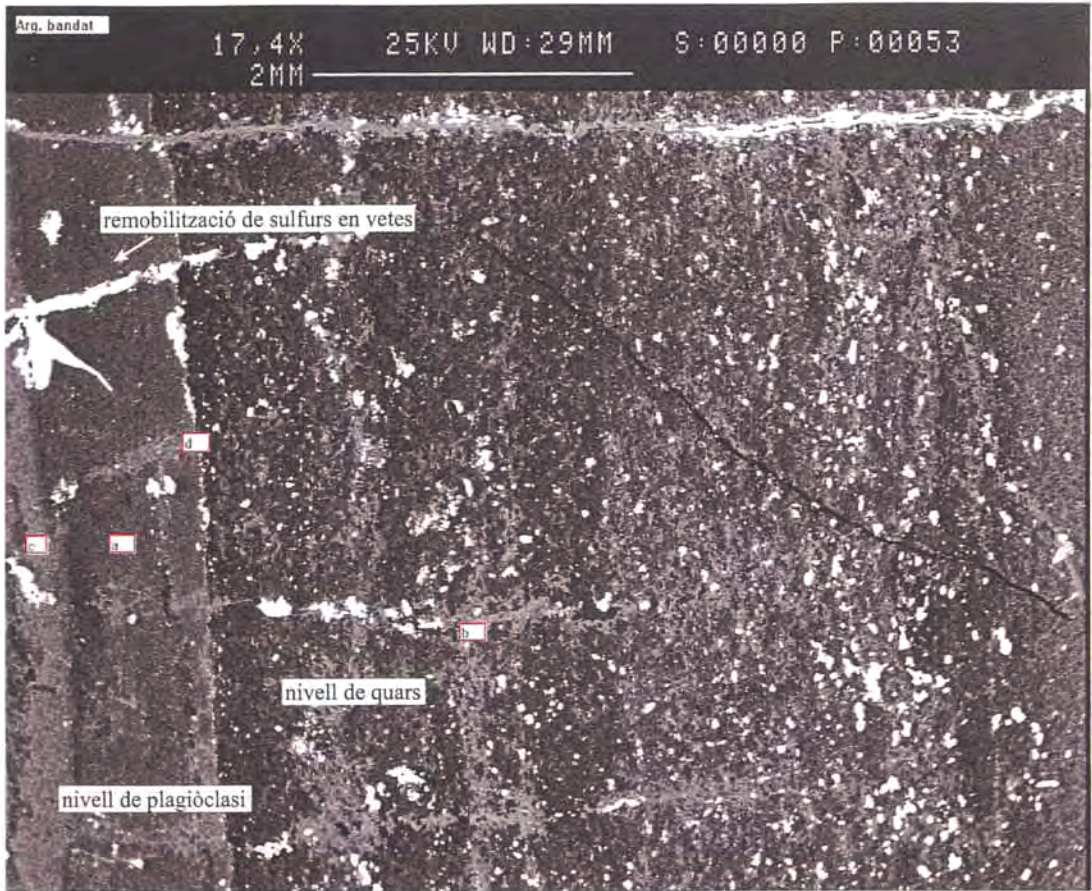
Fig. 5.16. Bandat litològic definit pels nivells de silicats i sulfurs. El tram gris central correspon a un nivell feldspàtic. La part inferior és rica en quars detrític, i la part superior correspon a un nivell de sulfurs massissos. S'observa també la remobilització dels sulfurs envers vetes. Llum transmesa amb analitzador. Longitud de l'escala = 100 μm .

Fig. 5.16. Bandedo litològic definido por los niveles de silicatos y sulfuros. El tramo gris central corresponde a un nivel feldspático. La parte inferior es rica en cuarzo detrítico, y la parte superior corresponde a un nivel de sulfuros masivos. Se observa también la remobilización de los sulfuros hacia vetas. Luz transmitida con analizador. Longitud escala = 100 μm .

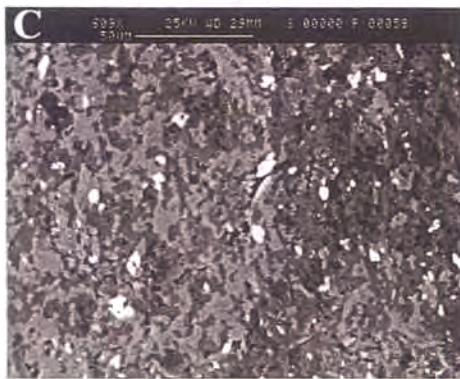
en estructures del tipus "necking" (figura 5.12). Les fractures que afecten als nivells feldspàtics solen estar reomplertes per clorita amb sulfurs remobilitzats (figura 5.17).

5.3.2.1. Quars

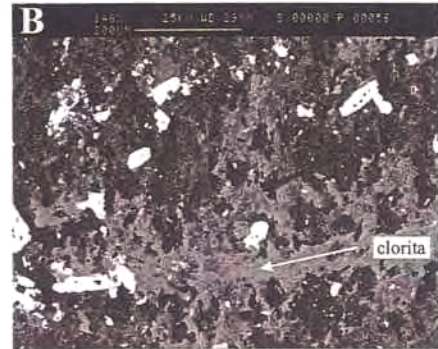
S'hi presenta en cristalls de mida molt petita (de 5 a 15 μm), amb formes arrodonides sovint elongades paral·lelament al bandat. En alguns casos és el mineral predominant, i el resultat són veritables nivells de chert.



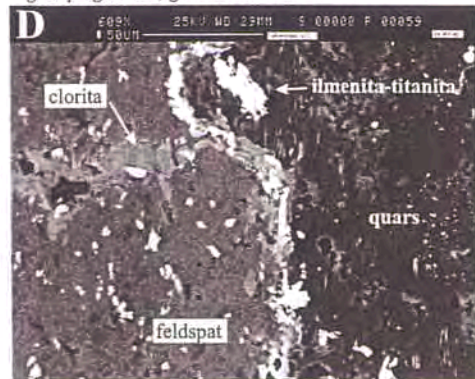
Blanc: titanita; gris clar: plagiòclasi; gris fosc: quars.
Blanco: titanita; gris claro: plagioclasa; gris oscuro: cuarzo.



Blanc: titanita; gris clar: plagiòclasi; gris fosc: quars.
Blanco: titanita; gris claro: plagioclasa; gris oscuro: cuarzo.



Veta de clorita: blanc: pirrotita; gris clar: clorita;
gris: plagiòclasi; gris fosc: quars.
Veta de clorita: blanco: pirrotina; gris claro: clorita;
gris: plagioclasa; gris oscuro: cuarzo.



Limit entre nivell de plagiòclasi i nivell de quars.
Limite entre nivel de plagioclasa y nivel de cuarzo.

Fig. 5.17. Nivells feldspàtics. S'observa una variació en l'abundància de quars i plagiòclasi, la distribució dels sulfurs i la titanita, i el límit entre nivells de diferent composició mineralògica. Imatges de SEM-BSE.
Fig. 5.17. Niveles feldespáticos. Se observa una variación en la abundancia de cuarzo y plagioclasa, la distribución de los sulfuros y la titanita, y el límite entre niveles de diferente composición mineralógica. Imagen SEM-BSE.

5.3.2.2. *Plagiòclasi*

El feldspat que conforma aquests nivells és exclusivament criptocristal·lí (entre 5 i 10 µm), i els seus grans són d'aspecte equidimensional i de vores arrodonides; generalment presenten vores corbades en contacte amb el quars, la qual cosa es pot interpretar com una textura granoblàstica a molt petita escala (figura 5.17). La mida de gra és massa fina per poder determinar si presenta maclat o zonat.

5.3.2.3. *Clorita*

La clorita és abundant en tots els nivells feldspàtics. La mida de gra és molt petita, com a màxim pot assolir unes 50 µm. Els cristalls, usualment de morfologia tabular, presenten una orientació preferencial com a conseqüència d'estar afectats per l'esquistositat regional.

5.3.2.4. *Minerals accessoris*

La titanita és molt abundant en els nivells feldspàtics (figura 5.17). Normalment es presenta en cristalls hipidiomorfs de 10 a 20 µm. Aquests cristalls també tendeixen a disposar-se orientats segons l'esquistositat.

La ilmenita és molt més escassa; normalment es troba com a relictos dins dels cristalls de titanita. Aquesta titanita, de caràcter poiquiloblàstic, s'interpreta com formada durant el metamorfisme a partir de la reacció entre la ilmenita i la plagiòclasi.

Els sulfurs que es troben disseminats en els nivells feldspàtics també són de gra molt fi (fins a 50 µm).

Entre aquests sulfurs hi predominen pirrotita i galena. Mentre que els sulfurs són molt abundants en els trams més quarsosos, en els trams més rics en feldspat són gairebé absents (figura 5.17).

L'apatita, més escassa, és present en cristalls de mida inferior a les 20 µm.

La seqüència de cristal·lització dels diferents minerals en el conjunt de les litofàcies del dipòsit és indicada a la figura 5.18.

5.4. CAP A UNA RECONSTRUCCIÓ DEL DIPÒSIT A PARTIR DE LA DISTRIBUCIÓ DE LITOFÀCIES

Tot i que no ha estat reconegut cap aflorament dels nivells de sulfurs massissos del dipòsit de l'Argentera, la localització de dos indicis menors, totalment gossanitzats, i de l'escombrera principal, d'on van ser estudiades les mostres, permet suposar que el nivell mineralitzat té una important extensió lateral, probablement superior als 400 m., respecte als més de 3 m de potència indicats en un antic informe miner.

La mineralització jau concordantment per sobre de les sèries detrítiques de la Unitat de Bassetes, d'edat viseana, constituïdes essencialment per gresos, grauvaques i pissarres grises.

La morfologia general del dipòsit és estratiform, concordant i encaixada en sèries detrítiques. Respònd, doncs, a un esquema de mineralització estratiforme sedex. En el limitat volum de mostres que suposa l'escombrera no s'han trobat exemples del què podria correspondre a una zona d'alimentació (amb una zona d'alteració hidrotermal associada) situada a la base del cos, és a dir,

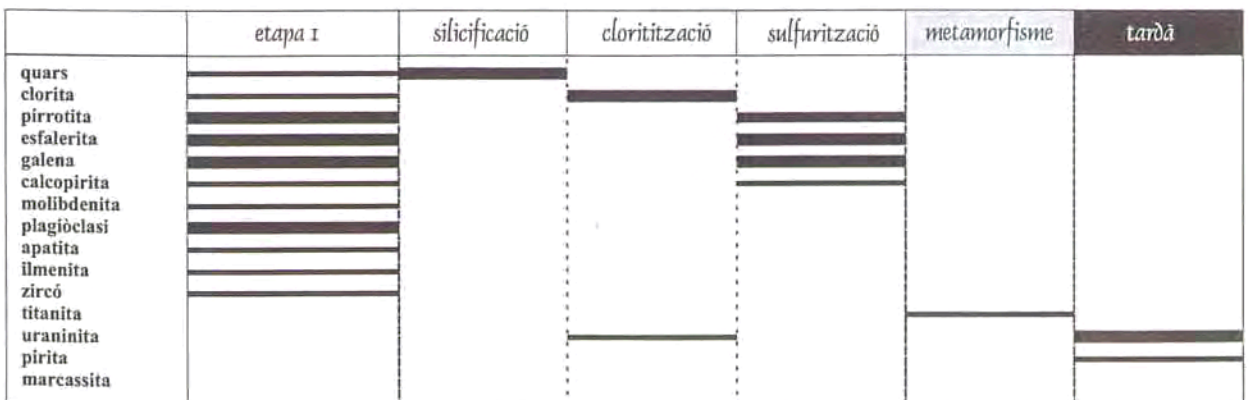


Figura 5.18. Seqüència de cristal·lització en el dipòsit de l'Argentera, amb indicació dels diferents estadis de formació de les litofàcies descrites. L'estadi I inclou el desenvolupament de les fàcies de sulfurs massissos estructurats i dels nivells de feldspats.

Figura 5.18. Secuencia de cristalización en el depósito de l'Argentera, con indicación de los diferentes estadios de formación de las litofacies descrites. El estadio I incluye el desarrollo de las facies de sulfuros masivos estructurados y de los niveles de feldspatos.

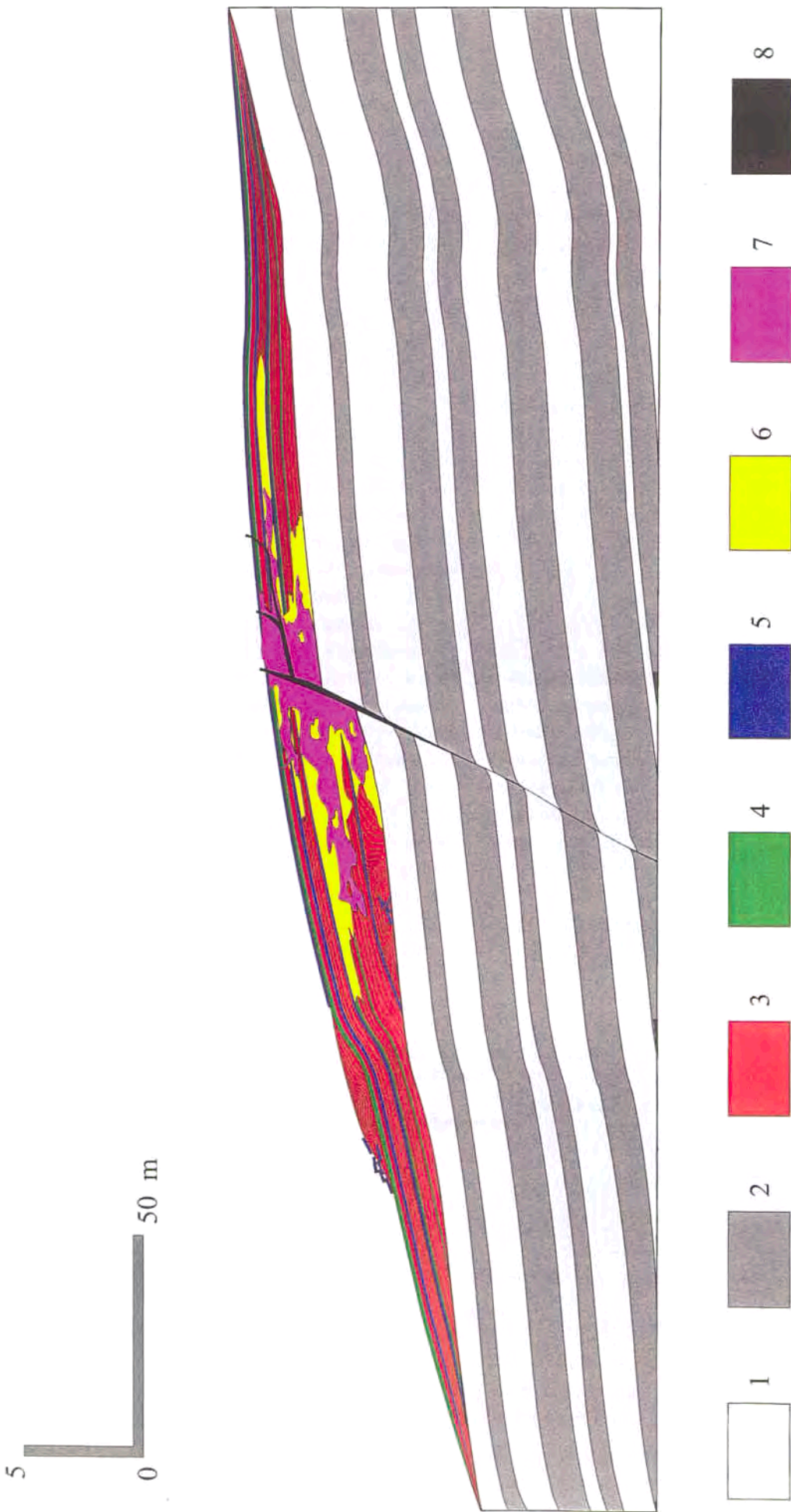


Figura 5.19. Reconstrucció de la possible morfologia del dipòsit de l'Argentera en funció de les litofàcies diferenciades i les seves relacions. 1- pissarres, 2- gresos, 3- sulfurs massissos estructurats, 4- nivells de cloritita, 5- nivells feldspàtics, 6- silicificació, 7- sulfurs massissos no estructurats, 8- vetes de sulfurs.

Figura 5.19. Reconstrucció de la possible morfologia del dipòsit de l'Argentera en funció de les litofàcies diferenciades i de les relacions. 1- pissarres, 2- areniscas, 3- sulfurs massissos estructurats, 4- nivells de cloritita, 5- nivells feldspàtics, 6- silicificació, 7- sulfurs massissos no estructurats, 8- vetes de sulfurs.

mineralització filoniana o en *stockwork*. Val a dir, tanmateix, que aquestes zones d'alimentació són absents en la majoria dels dipòsits de tipus sedex (Sangster i Hillary, 2000). Cal tenir en compte, tanmateix, que hi ha parts de la mineralització que són marcadament epigenètiques, aspecte que queda recollit a la figura 18, en què s'aprecia que hi ha diversos estadis de cristal·lització dels sulfurs que són predominants en el dipòsit (esfalerita i pirrotita). Una reconstrucció de la relació entre les diferents litofàcies es troba a la figura 5.19. Aquestes mineralitzacions epigenètiques estan afectades pels processos deformatius i pel metamorfisme, per la qual cosa cal descartar-ne un origen vinculat a processos metal·logenètics molt tardans que es donen a la zona, com poden ser la metal·logènia lligada a les intrusions granítiques o la lligada a les fractures tardihercíniques o alpines.

Les fàcies de sulfurs massissos estructurats tenen característiques que recorden a les descrites en la major part de dipòsits sedex d'arreu: mineralització finament laminada, massiva, amb poca ganga, alta proporció d'esfalerita i galena, bandat de tendència monomineral, etc. (Large, 1981). Aquestes fàcies s'interpreta que s'han format com a exhalites en un fons submarí (Scott et al., 1988). La presència local d'estructures sedimentàries de corrent indicaria que partícules d'aquests sulfurs poden haver estat sotmesos a un retreballament per corrents de fons.

Els nivells de feldspat són de difícil interpretació, doncs són fàcies molt fines, en les que no s'hi aprecia evidències d'haver-se format per processos de reemplaçament de litofàcies preexistents. L'alternança íntima amb els sulfurs massissos i el fet que estan exclusivament associats a ells, suggereix que s'han format pel mateix procés mineralitzador que ha donat lloc als sulfurs massissos estructurats. Els nivells de feldspats estan localment fragmentats en forma de blocs tabulars, i aquests fragments formen apilaments que, a la seva vegada, estan intercalats entre nivells de sulfurs no

fragmentats. S'interpreta aquesta circumstància com a una evidència de processos de trencament sinsedimentari dels nivells de feldspats, amb el desenvolupament d'intraclasts dels mateixos.

Tant els nivells de sulfurs massissos estructurats com els nivells de feldspat es troben reemplaçats per una seqüència de litofàcies clarament epigenètiques. En primer lloc, hi ha un procés de silicificació. Aquesta silicificació no afecta als cossos de roca infrajacent o suprajacent del dipòsit. Reemplaça part de la mineralització i, de manera molt especial, els nivells de feldspats. El reemplaçament és molt irregular i evidenciaria processos de desequilibri entre el fluid que produeix la silicificació i el dipòsit inicialment format.

Un segon procés d'alteració posterior produeix el desenvolupament de clorita, que es situa en posició intersticial als grans de quars de la silicificació o en vetes que la tallen. Els nivells de clorita són més difícils d'interpretar, i potser poden respondre a dos orígens: a) exhalites metamorfitzades i b) nivells de pissarra clorititzats. En primer lloc, val a dir que aquestes litofàcies estan limitades al dipòsit, i que per tant han d'estar relacionades amb els processos hidrotermals que el formen. Malauradament, no s'han trobat en aquest dipòsit evidències de reemplaçament de nivells de pissarres preexistents.

El darrer episodi de reemplaçament implica el reemplaçament de totes les litofàcies preexistents per una associació de sulfurs no estructurats, de composició mineral anàloga a la primerenca dels sulfurs massissos estructurats. Aquesta mineralització reemplaça totes les litofàcies anteriors. El reemplaçament es produeix de manera més intensa aprop de vetes de sulfurs. Progressa a partir de discontinuïtats en vores de gra quan afecta als nivells de silicats, i s'evidència com un augment en la mida de gra i una pèrdua de les estructures sedimentàries en els sulfurs estructurats.

5.5. QUÍMICA MINERAL

La composició química d'alguns minerals del dipòsit de l'Argentera ha estat investigada mitjançant microsonda electrònica.

5.5.1. Feldspat

S'han realitzat un total de 10 anàlisis puntuals mitjançant microsonda electrònica dels feldspats que constitueixen els nivells competents que es troben intercalats en els sulfurs massissos. Els resultats i les fórmules estructurals corresponents es troben descrits a la taula 5.1.

En tots els casos es tracta de feldspats rics en Ca; el contingut en CaO està al voltant del 10% en pes, mentre que el Na₂O està al voltant del 5% en pes. El contingut en K₂O és molt baix (màxim 0,45% en pes). El contingut en Ba està sempre per sota del nivell mínim de detecció del mètode. En conseqüència, la composició molar mitjana és An₅₅ (Labradorita), amb un rang de variació An₄₁-An₇₀. Cal tenir en compte, tanmateix, que les anàlisis amb composicions més sòdiques són també les que tenen els totals menys ajustats a 100 (taula 5.1). Si es descompta aquestes anàlisis, que poden ser errònies

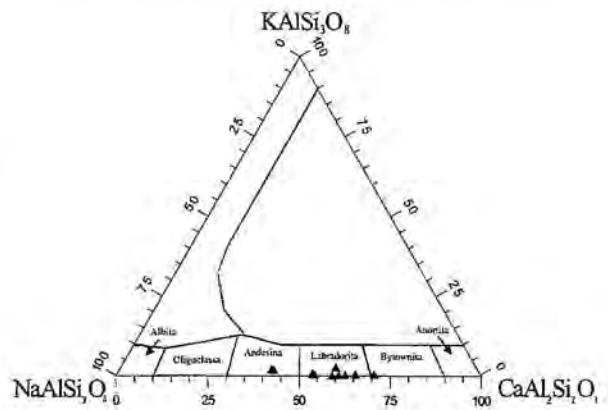


Fig. 5.20. Representació de les anàlisis químiques de microsonda electrònica de la plagiòclasi de L'Argentera en el diagrama triangular de classificació dels feldspats (Deer et al., 1963).

Figura 5.20. Representación de los análisis químicos de la plagioclasi de L'Argentera en el diagrama triangular de clasificación de los feldspatos (Deer et al., 1963).

debut a la petita mida dels grans, la composició de la plagiòclasi pot ser molt més homogènia del que reflecteix el diagrama triangular de la figura 5.20.

Taula 5.1. Anàlisis amb microsonda electrònica de plagiòclasi. Valors expressats en % en pes (taula superior), i proporcions atòmiques en base a 8 àtoms d'oxigen (taula inferior).

Tabla 5.1. Analisis de microsonda electrónica de plagioclasi. valores expresados en % en peso (tabla superior), y proporciones atómicas en base a 8 átomos de oxígeno (tabla inferior).

n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
#20	54,47	0,00	29,08	0,00	10,81	0,04	0,07	5,05	0,09	99,591
#22	52,74	0,00	30,52	0,00	12,52	0,01	0,05	4,45	0,06	100,342
#23	60,54	0,10	25,00	0,00	7,41	0,00	0,11	5,44	0,26	98,846
#24	52,73	0,00	30,43	0,00	12,68	0,00	0,06	4,88	0,03	100,806
#25	51,45	0,01	30,76	0,02	12,83	0,01	0,06	4,24	0,04	99,414
#26	51,40	0,06	31,14	0,00	13,39	0,03	0,00	3,90	0,08	99,995
#27	56,04	0,04	27,76	0,00	8,16	0,00	0,13	6,16	0,35	98,632
#28	51,06	0,02	30,76	0,00	11,65	0,03	0,10	4,24	0,45	98,311
#29	53,03	0,00	29,42	0,01	10,59	0,03	0,15	5,06	0,13	98,419
#30	50,46	0,02	31,65	0,01	14,17	0,00	0,07	3,26	0,08	99,719

n°	Si	Ti	Al	Mg	Ca	Mn	Fe	Na	K	O
#20	2,46	0,00	1,55	0,00	0,52	0,00	0,00	0,44	0,00	8
#22	2,38	0,00	1,62	0,00	0,61	0,00	0,00	0,39	0,00	8
#23	2,71	0,00	1,32	0,00	0,35	0,00	0,00	0,47	0,02	8
#24	2,37	0,00	1,62	0,00	0,61	0,00	0,00	0,43	0,00	8
#25	2,35	0,00	1,65	0,00	0,63	0,00	0,00	0,38	0,00	8
#26	2,33	0,00	1,67	0,00	0,65	0,00	0,00	0,34	0,00	8
#27	2,54	0,00	1,49	0,00	0,40	0,00	0,01	0,54	0,02	8
#28	2,35	0,00	1,67	0,00	0,58	0,00	0,00	0,38	0,03	8
#29	2,43	0,00	1,59	0,00	0,52	0,00	0,01	0,45	0,01	8
#30	2,30	0,00	1,70	0,00	0,69	0,00	0,00	0,29	0,00	8

5.5.2. Esfalerita

Com es recordarà, a grans trets hi ha dues grans tipologies de sulfurs en el dipòsit de l'Argentera: fàcies estructurades (de mida de gra més fina) i fàcies no estructurades, de mida de gra més gruixuda. En conseqüència, s'ha optat per analitzar amb microsonda electrònica la composició química de grans d'esfalerita que s'han considerat com a representatius d'ambdues unitats, per tal de veure si hi havia algun tipus de variació composicional. Cal tenir present sempre, de tota manera, que les mostres obtingudes són en tots els cassos mostres d'escombrera.

En el conjunt de mostres analitzades l'esfalerita del dipòsit de l'Argentera és composicionalment relativament homogènia (entre el 9-13% en pes de Fe). El contingut mitjà de Fe és del 10 % en pes (Fig. 5.21-22), aspecte que és congruent amb el seu color molt fosc i l'associació sistemàtica d'aquesta esfalerita amb pirrotina. Cal indicar que s'aprecia, tanmateix, un lleuger enriquiment de Fe en els cristalls d'esfalerita corresponents a les fàcies no estructurades, de formació més

tardana. La magnitud d'aquest enriquiment és molt petita, sols de l'ordre de 1 % en pes. Aquestes variacions es podrien interpretar com a degudes a una lleugera pujada de la temperatura, d'acord al diagrama de Scott (1983), cosa que es podria esperar tant en el cas d'una recristal·lització per metamorfisme com en el cas d'un reemplaçament de la mineralització preexistent per un fluid de més temperatura lligat a un estadi de formació més tardà del dipòsit. La petitesse d'aquesta magnitud, però, no permet assegurar res amb certesa.

La proporció de Mn és força baixa (menys del 0,5 % en pes, taula 5.2, fig. 5.21), i no s'hi aprecien variacions significatives entre les dues poblacions.

Pel que fa al Cd, es troba en un 0.4 % en pes i tampoc presenta variacions significatives entre les dues poblacions de cristalls d'esfalerita.

Finalment, d'altres elements que es troben generalment a l'estructura de l'esfalerita (Ge, Sn, Ga, In, etc.) estan per sota del límit de detecció de l'aparell en les dues poblacions de cristalls d'esfalerita (Taula 5.2).

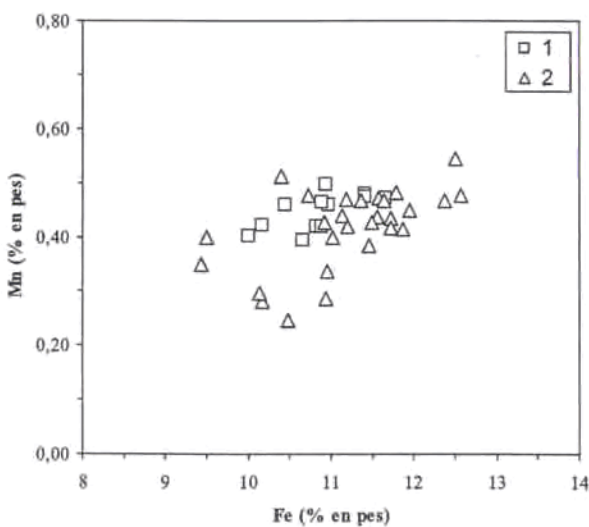


Figura 5.21. Relació Fe-Mn en els cristalls d'esfalerita (% en pes). Procedència de les mostres: 1- sulfurs massissos estructurats, 2- sulfurs sense estructurar.

Figura 5.21. Relación Fe-Mn en los cristales de esfalerita (% en peso). Procedencia de las muestras: 1- sulfuros masivos estructurados, 2- sulfuros sin estructurar.

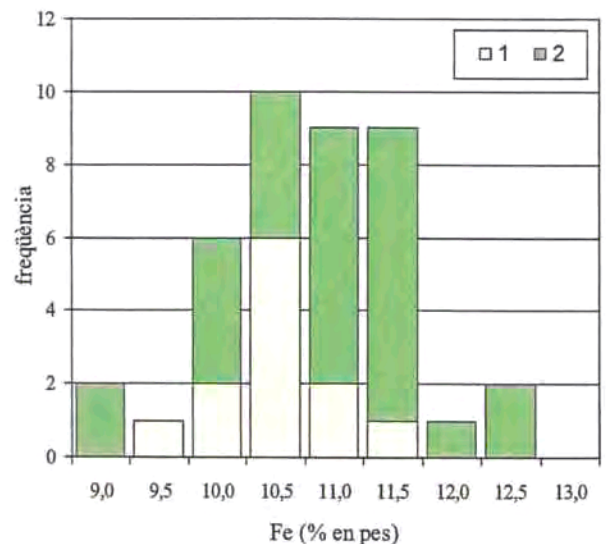


Figura 5.22. Histograma del contingut en Fe de l'esfalerita (% en pes). Procedència de les mostres: 1- sulfurs massissos estructurats, 2- sulfurs sense estructurar.

Figura 5.22. Histograma del contenido en Fe de la esfalerita (% en peso). Procedencia de las muestras: 1- sulfuros masivos estructurados, 2- sulfuros sin estructurar.

Taula 5.2. Anàlisis amb microsonda electrònica d'esfalerita. Valors expressats en % en pes (taula de l'esquerra), i en proporcions atòmiques en base a un àtom de S (taula de la dreta). Procedència de les anàlisis: A- sulfurs massissos estructurats, B- sulfurs sense estructurar.

Tabla 5.2. Análisis de esfalerita con microsonda electrónica. Valores expresados en % en peso (tabla de la izquierda), y en proporciones atómicas en base a un átomo de S (tabla de la derecha). Procedencia de los análisis: A- sulfuros masivos estructurados, B- sulfuros sin estructurar.

	Fe	Cu	S	Cd	Mn	Zn	Ce	Total		Fe	Cu	S	Cd	Mn	Zn	Ce
A	10,825	0,022	33,272	0,345	0,419	54,070	0,000	99,043		0,187	0,000	1,000	0,003	0,007	0,797	0,000
A	10,936	0,000	33,728	0,376	0,497	53,837	0,000	99,374		0,186	0,000	1,000	0,003	0,009	0,783	0,000
A	10,656	0,073	33,577	0,405	0,394	54,106	0,000	99,211		0,182	0,001	1,000	0,003	0,007	0,790	0,000
A	10,971	0,073	33,559	0,415	0,459	54,554	0,000	100,031		0,188	0,001	1,000	0,004	0,008	0,797	0,000
A	9,999	0,000	33,389	0,459	0,402	55,061	0,000	99,310		0,172	0,000	1,000	0,004	0,007	0,809	0,000
A	10,163	0,094	33,080	0,360	0,422	54,636	0,000	98,755		0,176	0,001	1,000	0,003	0,007	0,810	0,000
A	10,882	0,000	32,729	0,351	0,418	53,851	0,000	98,231		0,191	0,000	1,000	0,003	0,007	0,807	0,000
A	10,438	0,000	33,023	0,437	0,458	54,442	0,000	98,798		0,181	0,000	1,000	0,004	0,008	0,809	0,000
A	10,886	0,013	33,294	0,403	0,465	53,566	0,000	98,627		0,188	0,000	1,000	0,003	0,008	0,789	0,000
A	11,405	0,067	33,354	0,449	0,479	53,911	0,000	99,665		0,196	0,001	1,000	0,004	0,008	0,793	0,000
A	11,653	0,058	33,575	0,423	0,472	52,996	0,000	99,177		0,199	0,001	1,000	0,004	0,008	0,774	0,000
A	11,405	0,000	33,200	0,415	0,474	53,399	0,000	98,893		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,558	0,112	33,322	0,504	0,437	53,175	0,165	99,273		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,363	0,050	33,601	0,434	0,466	53,283	0,000	99,197		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	12,372	0,182	33,487	0,499	0,466	52,168	0,026	99,200		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	12,572	0,000	33,624	0,422	0,476	51,699	0,000	98,793		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,781	0,027	33,642	0,439	0,482	52,447	0,064	98,882		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,867	0,081	33,188	0,515	0,415	52,855	0,000	98,921		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,913	0,007	33,294	0,452	0,427	53,686	0,000	98,779		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	9,492	0,000	33,629	0,439	0,399	54,861	0,000	98,820		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,950	0,060	33,720	0,474	0,449	52,632	0,000	99,285		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	12,505	0,000	33,492	0,497	0,544	51,580	0,052	98,670		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,397	0,036	33,459	0,489	0,512	53,724	0,000	98,617		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,712	0,046	33,887	0,427	0,433	52,624	0,000	99,129		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,458	0,001	33,621	0,446	0,383	52,835	0,000	98,744		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,138	0,086	33,365	0,550	0,439	53,017	0,066	98,661		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,019	0,029	33,107	0,468	0,399	53,451	0,044	98,517		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,187	0,073	33,559	0,503	0,469	52,884	0,098	98,773		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,711	0,477	33,512	0,439	0,417	52,513	0,000	99,069		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,569	1,274	33,832	0,416	0,472	51,354	0,000	98,917		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,629	0,085	33,299	0,413	0,466	52,752	0,000	98,644		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,729	0,074	33,296	0,465	0,476	53,869	0,000	98,909		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	9,442	0,153	33,628	0,433	0,349	54,559	0,000	98,564		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,941	0,051	33,786	0,527	0,287	53,696	0,000	99,288		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,952	0,002	33,390	0,612	0,336	53,199	0,000	98,491		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,485	0,119	33,933	0,475	0,245	53,954	0,000	99,211		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,163	0,070	33,699	0,518	0,281	54,018	0,000	98,749		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,493	0,036	33,436	0,470	0,427	52,867	0,000	98,729		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	10,129	0,304	33,300	0,432	0,296	54,148	0,000	98,609		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000
	11,200	0,092	33,708	0,405	0,420	53,036	0,000	98,861		0,197	0,000	1,000	0,004	0,008	0,789	0,000

CAPÍTOL VI

DIPÒSITS CARBONÍFERS DE LA VALL ALTA DEL CORTIELLA: GEOLOGIA, MINERALOGIA I LITOGEOQUÍMICA

MINERALITZACIONS DE LA VALL ALTA DEL CORTIELLA Mas del Mestre (Cu-Zn), Mas del Licort (Pb-Zn-Cu) i Mas del Botó (Zn-Cu-Pb)

A la vall alta del Cortiella, a les proximitats del Mas del Mestre, apareixen una sèrie d'afloraments corresponents a dipòsits de sulfurs estratiforms encaixats en pissarres grises d'edat namuriana, que van ser definits com sedex per Melgarejo (1997). La capçalera del Cortiella, on se situen aquests indicis pertany històricament al terme de l'Alforja (Baix Camp), tot i que aquesta vall, que recull les aigües de la vessant occidental de la serra del Puigcerver, desemboca naturalment cap a la conca del Siurana, terres que majoritàriament configuren l'actual comarca del Priorat.

El tram mineralitzat té una considerable extensió lateral, que abasta més de 500 m reconeguts en diferents afloraments; tanmateix, el plegament hercinià, les abundants fractures hercínianes i alpines, i les intrusions de diacs de pòrfirs (aquests, d'amplada hectomètrica) distorsionen o interrompen la continuïtat de la capa. En conseqüència, únicament són reconeixibles uns pocs afloraments aïllats (Figura 6.1).

a- Indici del Mas del Mestre (Cu-Zn):

L'indici que hem anomenat del Mas del Mestre, se situa uns 500 metres al NNW del Mas del Cobus, proper a la carena de la Roca del Llamp, a una alçada de 640 m. Els nivells mineralitzats que constitueixen aquest consisteixen en lletions de potència normalment decimètrica de pirrotina massissa acompanyada de quars i també d'altres sulfurs en quantitats molt menors, alternant amb nivells de pirita massissa, cloritites i nivells criptocristal·lins rics en feldspats, encaixats en pissarres grises i gresos de la Unitat d'Ulldemolins, als quals se'ls atribueix una edat de viseana a namuriana inferior (Melgarejo, 1987). Gràcies a una calicata d'exploració, els nivells de sulfurs massissos que constitueixen aquest dipòsit afloren de manera més o menys continuada durant unes desenes de metres, en els afloraments que hem anomenat *A*, *B* i *C*. Uns 100 metres més al Sud, el nivell mineralitzat és reconeixible a l'interior d'una galeria de mina (aflorament *D*).

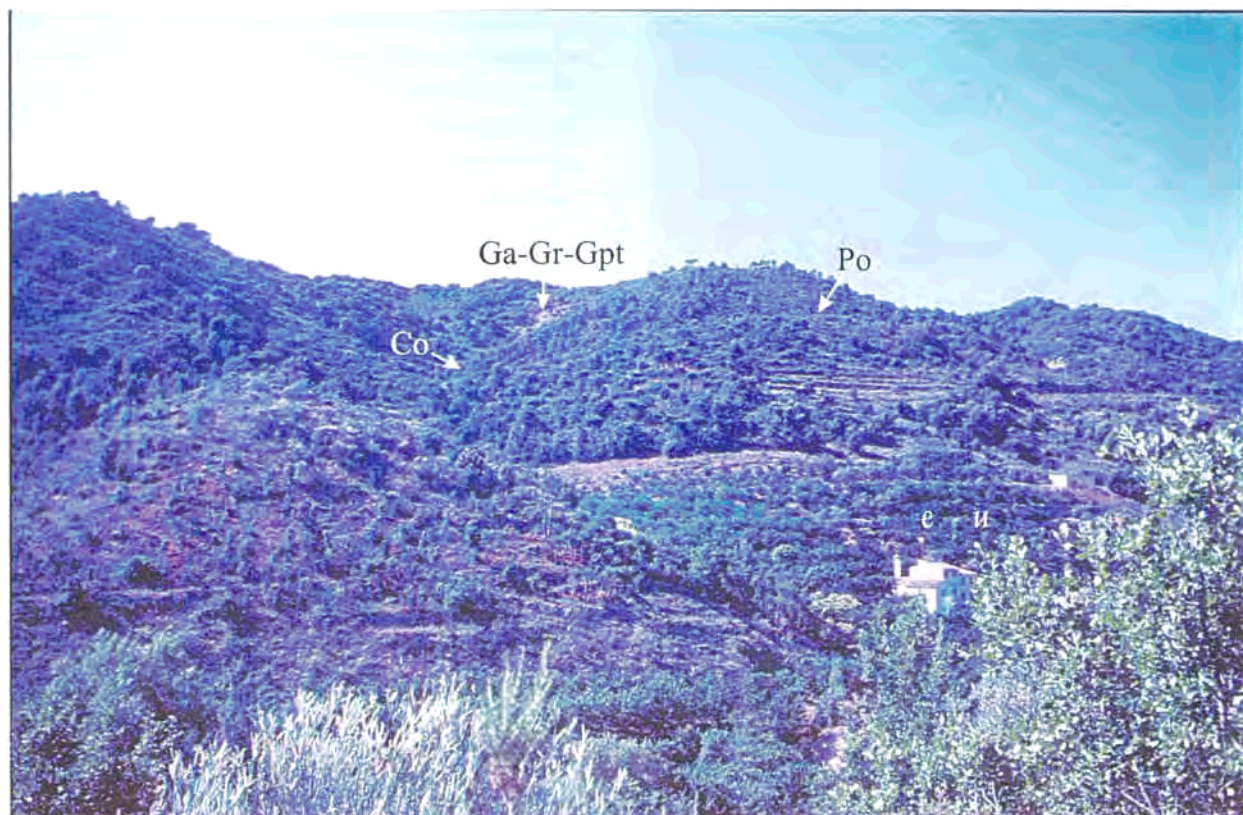


Figura 6.1. Situació dels principals afloraments de mineralització estratiform de sulfurs de la zona del Mas del Mestre (*Co* i *Ga-Gr-Gpt*) i pou del mas del Cobus (*Po*), a la Vall Alta del Cortiella.

Figura 6.1. Situación de los principales afloramientos de mineralización estratiforme de sulfuros de la zona del Mas del Mestre (*Co* y *Ga-Gr-Gpt*) y el pozo del Mas del Cobus (*Po*), en la cabecera del Cortiella.

b- Indicis «Pou del Cobus» (Po)

A una distància de 150 metres la SE dels afloraments *Ga-Gr-Gpt*, separat d'ells per un potent dic de pòrfir, hi ha un altre indici (*Po*), mineralògica i texturalment molt diferent dels anteriors, ja que està constituït per nivells de magnetita encaixats en una cloritita de potència mètrica.

c- Indicis del Mas del Botó (Zn-Cu-Pb)

Uns 600 metres al NE del Mas del Cobus, a les proximitats del Mas del Botó trobem un altre indici, però que serà tractat separatament; degut les seves característiques mineralògiques i texturals aquest dipòsit presenta certes afinitats amb el del Mas del Bessó (abundància de nivells de calcosilicats i encaixant predominantment carbonatat). Els afloraments que resten d'aquest indici són molt limitats, en part degut als treballs agrícoles, però també perquè els antics pous de la mina van ser tapats per raons de seguretat.



Figura 6.2. Mina del Mas del Licort. Al sostre de la galeria s'observa el filó de calcita i galena que va ser objecte d'exploració.

Figura 6.2. Mina del Mas del Licort. En el texho de la galeria se observa el filón de calcita y galena que fué objeto de explotación.

d- Indici del Mas del Licort (Pb-Zn-Cu)

Per últim s'ha reconegut l'aflorament que hem anomenat del Mas del Licort, per trobar-se a les proximitats d'aquest Mas. En aquest punt, el nivell mineralitzat s'ha localitzat a l'interior d'una galeria de mina que hi ha a la vessant Nord de la carena de la Roca del Llamp, propera a un barranquet que desguassa en el Barranc de la Final.

Tot i que cap dels dipòsits ha estat explotat, tret de possiblement el que aflora al Mas del Botó, la zona mostra importants empremtes d'una intensa activitat minera en el passat. Un mínim de 9 explotacions extractives es distribueixen pel sector i existeixen tres escombreres de dimensions considerables al voltant del Mas del Cobus, més una dotzena de menors. Totes aquestes labors tenien per objectiu l'explotació i reconeixement dels filons de Pb associats a fractures del sòcol paleozoic, els quals són el tipus de dipòsit que històricament ha estat explotat en el Priorat (Figura 6.2). L'activitat minera a la zona data de ben antic; els primers treballs d'explotació reconeguts van ser realitzats sota el domini musulmà, anteriorment al segle XII. Aquesta activitat es manté amb més o menys continuïtat fins a la guerra civil espanyola.

A la zona dels afloraments *A*, *B* i *C* existeix una escombrera de grans dimensions. El nivell mineralitzat arriba a aflorar gràcies a una calicata, i a les proximitats hi ha 5 pous (un d'ells amb més de 50 m de fondària). Uns 100 m al sud resta una altra escombrera i una galeria, a l'interior de la qual es reconeixen els nivells mineralitzats (*D*).

6.1. ENTORN GEOLÒGIC

La vall alta del Cortiella es localitza a la vessant occidental de la Serra del Puigserver, formada exclusivament per materials paleozoics, principalment pissarres grises d'edat carbonífera i pòfirs granítics, emplaçats com a grans dies que ressegueixen les actuals carenes (Figura 3). Seguint la classificació en dominis estructurals establerta per Melgarejo (1987), els materials paleozoics que constitueixen el sector estudiat s'emmarcarien dins del domini de la Serra de Prades.

L'estratigrafia dels materials paleozoics que afloren en el sector es resumeix en les següents unitats (Melgarejo 1987), ordenades de base a sostre:

a- Unitat de les Vilelles, d'edat Devonià Superior-Famennià. Ocupa les posicions estratigràfiques inferiors. En aquest sector s'hi

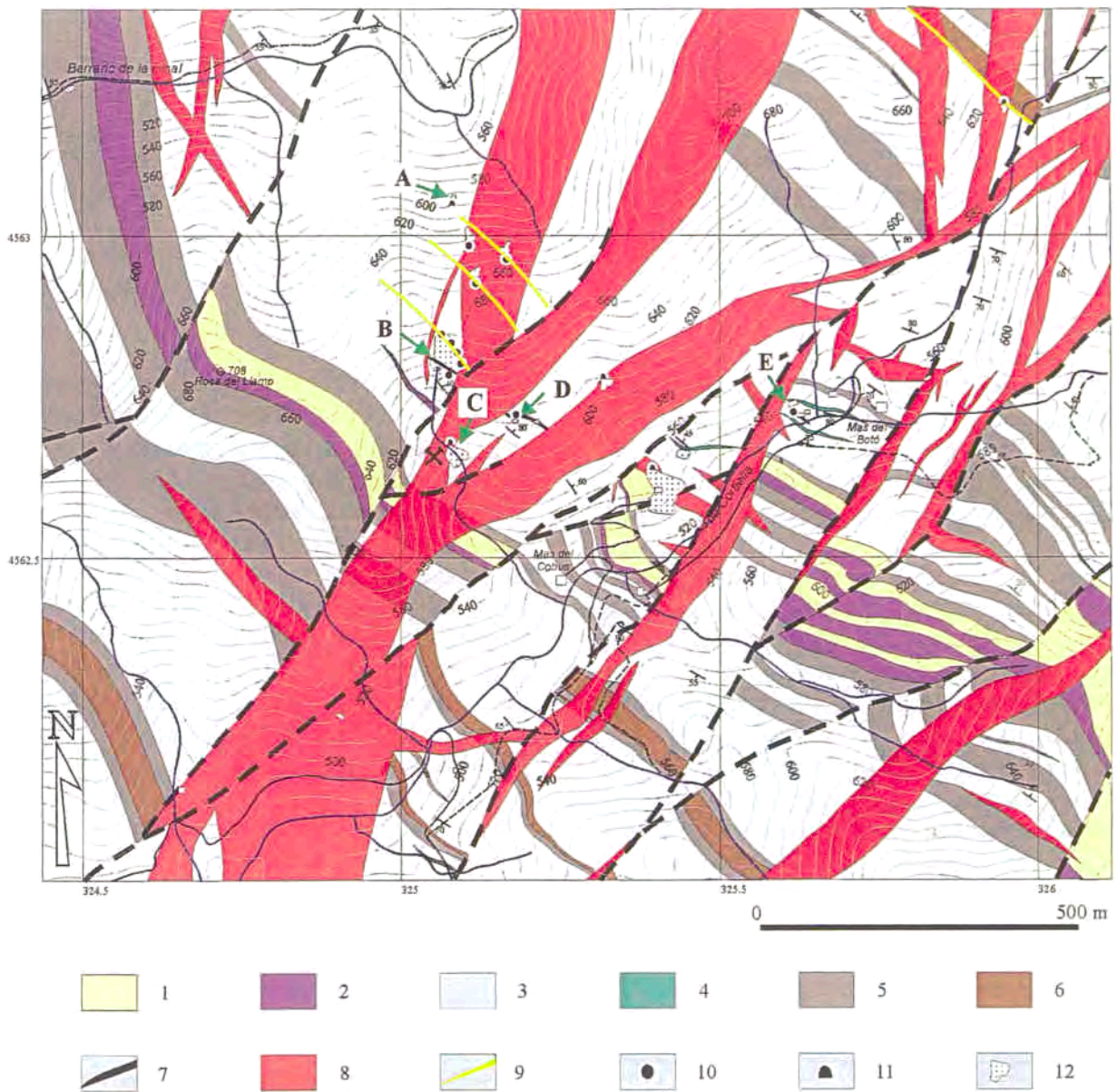


Figura 6.3. Mapa geològic de la Vall Alta del Cortiella.

* Materials de la unitat de Les Vilelles d'edat Devonià Superior: 1- pissarres versicolors, amb predomini de pissarres negres, amb intercalacions de quarzites i lidites finament laminades. Materials de la unitat de Torroja (Tournaisià): 2- lidites massives. Materials de les sèries detrítiques d'edat Viseà-Namurià: 3- pissarres, 4- calcosilicats, 5- gresos, 6- conglomerats, 7- nivells de sulfurs massissos (o d'òxids de Fe). Roques intrusives tardihercinianes: 8- pòrfirs granítics a granodiorítics. Mineralitzacions filonianes posteriors a les fases de plegament hercinianes: 9-filons de Pb-Zn-Cu.

* Labors mineres: 10- pou, 11- galeria, 12- escombrera.

* Situació dels indicis estudiats: A) Mas del Licort ; B) Mas del Mestre(Ga, Gr, Gpt); C) Mas del Mestre(Co); D) Pou del Mas del Cobus; E) Mas del Botó.

Figura 6.3. Mapa geològic de la capçalera del Cortiella.

* Materiales de la unidad de Les Vilelles de edad Devónico Superior: 1- pizarras versicolores, con predominio de pizarras negras, con intercalaciones de cuarcitas y liditas finamente laminadas. Materiales de la unidad de Torroja (Tournaisiense): 2- liditas masivas. Materiales de las series detríticas de edad Viseense-Namuriense: 3- pizarras, 4- calcosilicatos, 5- areniscas, 6- conglomerados, 7- niveles de sulfuros masivos (o de óxidos de Fe). Rocas intrusivas tardihercinicas: 8- pórfidos graníticos a granodioríticos. Mineralizaciones filonianas posteriores a las fases de plegamiento hercinicas: 9-filones de Pb-Zn-Cu.

* Labores mineras: 10- pozo, 11- galeria, 12- escombrera.

* Situación de los indicis estudiados: A) Mas del Licort ; B) Mas del Mestre(Ga, Gr, Gpt); C) Mas del Mestre(Co); D) Pozo del Mas del Cobus; E) Mas del Botó.

reconeix essencialment un potent paquet de pissarres negres (més de 50 m de potència), amb intercalacions de nivells centimètrics de quarsites i lidites.

b- *Unitat de Torroja* (Tournaisià) que en aquest sector es troba molt ben representada en forma d'un nivell de lidites de potència superior en alguns punts als 30 m. Aquestes lidites configuren el relleu de moltes crestes.

c- *Sèries detrítiques carboníferes*. En aquest sector no han estat completament datades, i sols es disposa de la datació mitjançant conodonts d'una intercalació carbonàtica situada a uns 2 km al NW de les mines, en el mateix tram de pissarres. L'edat d'aquestes calcàries correspon al Namurià Inferior.

c1- *Unitat de Prades*, essencialment gresosa, amb abundants nivells mètrics de microconglomerats. Els gresos solen presentar laminacions encreuades. Immediatament per sobre d'aquests bancs més potents, les lidites reapareixen formant intercalacions centimètriques en els gresos i pissarres. D'altres nivells de lidites es troben intercalats al llarg de la unitat. Aquest nivell solen estar molt replegats i fracturats i tenen un caràcter olistostròmic. Estan constituïdes per quars criptocristal·lí, i tenen una coloració negrosa, ocasionada pel contingut en matèria orgànica. A més solen presentar un taulejat centimètric.

Aquests materials arriben a formar extensos afloraments a l'Est del Cortiella, i també al Barranc de la Final (Fig. 6.3).

c2- *Unitat d'Ulldemolins*. Aquesta unitat és en la seva base predominantment pelítica, tot i que conté algunes intercalacions gresoses, però cap al sostre conté un nivell de carbonats d'aspecte taulejat d'uns 3 metres de potència, associats al qual apareix la mineralització del Mas del Botó.

c3- *Unitat de Poboleda*. Es tracta de 1500 metres de turbidites, que afloren al Sud de la zona cartografiada.

Melgarejo (1987) proposa que els materials de la unitat de Les Vilelles es situen per sobre dels de la unitat d'Escala Dei mitjançant un encavalcament. Tanmateix, en uns afloraments al SE de la zona minera, en el marge d'uns camins, s'aprecien fragments olistostròmics de mida mètrica a decamètrica de lidites dintre dels materials detrítics grollers carbonífers (figura 6.4). Per altra banda, més al NW les lidites estan intercalades entre potents bancs conglomeràtics, i no estan associades a la unitat de Les Vilelles. Per tant, es dedueix que els afloraments de la unitat de Les Vilelles i de la Unitat de Torroja d'aquest sector corresponguin a olistostromes. Per tant, amb les dades de què es disposa i a manca de datacions fidedignes, proposem que la sèrie és contínua i que consta dels següents trams (figura 6.3):

a) Tram basal essencialment pelític, amb passades de nivells mètrics de gresos i microconglomerats. Té uns 150 m de potència

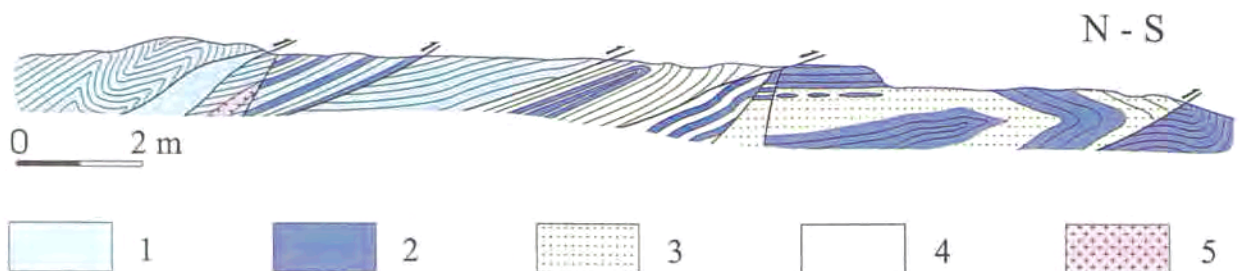


Figura 6.4: Blocs olistostròmics en la zona de la Vall Alta del Cortiella. 1- lidites clares olistostròmiques de la unitat de Torroja, 2- lidites fosques olistostròmiques de la unitat de Torroja, 3- nivells de grauvagues massisses, 4- pissarres negres i quarsites olistostròmiques de la unitat de Les Vilelles (Famennià), 5- pòrfir granític tardihercinià.

Figura 6.4: Bloques olistostròmicos en la zona del Valle Alto del Cortiella. 1- liditas claras olistostrómicas de la unidad de Torroja, 2- liditas oscuras olistostrómicas de la unidad de Torroja, 3- niveles de grauvacas masivas, 4- pizarras negras y cuarcitas olistostrómicas de la unidad de Les Vilelles (Fameniense), 5- pórfido granítico tardihercínico.

aflorant en la zona i intercala alguns nivells de poca potència de calcària cap al sostre, on també es situen les mineralitzacions estratiformes. L'edat d'aquesta sèrie seria Namurià Inferior, i equivaldria a la unitat de Prades de Melgarejo (1987).

b) Unitat de megabretxes olistostròmiques, de més de 100 m de potència, que inclou trams detrítics grollers amb blocs olistostròmics de lidites de la unitat de Torroja i de la unitat de Les Vilelles. Aquests blocs es troben intercalats entre potents paquets de conglomerats i gresos grollers, amb passades de pissarres.

c) Tram turbidític superior, amb alternances de pissarres i gresos, que equivaldria a la unitat de Poboleda de Sáez (1985).

La deformació herciniana afecta intensament a aquests materials, tant a escala cartogràfica com a nivell d'aflorament (figura 6.5). La projecció dels cabussaments mesurats en els materials sedimentaris paleozoics de la zona cartografiada (Figura 6.6) ens permet observar com predomina una direcció NW-SE (127°), que coincideix amb els eixos dels plecs de gran radi

generats durant la *fase I* de la deformació herciniana. A partir de la projecció de les mesures de camp (120 cabussaments) es dedueix que l'eix dels plecs hercinians és 308/5.

Associada a aquests plecs apareix una feble esquistositat de pla axial, però és important assenyalar que tan sols està ben desenvolupada a les roques pelítiques, i sols en les que se situen properes a les zones de xarnera dels plecs principals.

Els diferents indicis en els quals arriba a aflorar el nivell mineralitzat se situen en els flancs (normal i invers) d'una gran estructura anticlinal de primera fase que pertany a aquesta família de plecs.

En associació amb aquesta fase de plegament es desenvolupen encavalcaments de petita escala, especialment en els flancs inversos dels plecs, però també en els seus flancs normals. Aquests encavalcaments presenten una superfície que cabussa pocs graus vers el NE. En la figura 5 es pot veure un detall del què representen aquests encavalcaments a petita escala.

La *fase II* de la deformació herciniana està representada per plecs de tipus *chevron* de dimensions decimètriques a decamètriques. En

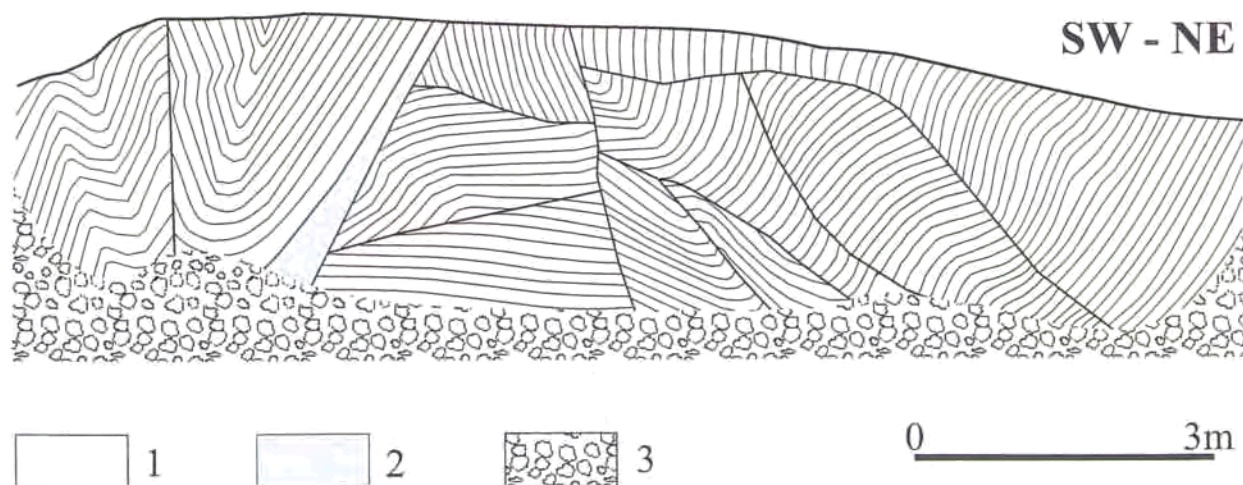


Figura 6.5. Estil de la deformació en la Vall Alta del Cortiella. Detall d'un aflorament a uns 500 m a l'est de les mineralitzacions, en un talús recent. S'observa la interferència de dos sistemes de plecs hercinians que duen associats encavalcaments. 1- Pissarres de la unitat d'Ulldemolins, d'edat Namurià Inferior, 2- zona de falla (fractures alpines), 3- cobert.

Figura 6.5. Estilo de la deformación en el Valle Alto del Cortiella. Detalle de un afloramiento a unos 500 m al Este de las mineralizaciones, en un talud reciente. Se observa la interferencia de dos sistemas de pliegues hercínicos que están asociados a cabalgamientos. 1- Pizarras de la unidad de Ulldemolins, de edad Namuriense Inferior, 2- zona de falla (fracturas alpinas), 3- cubierto.

molts casos presenten petits encavalcaments de poc desplaçament associats als seus flancs. Els paquets de lidites enregistren particularment bé aquesta fase de la deformació, però és difícil de precisar si molts d'aquests plects no corresponen a slumps.

Abundants dics de pòrfir granític d'edat tardiherciniana tallen totes les estructures fins ara esmentades. La composició dels dics és essencialment granodiorítica, i en els seus fenocristalls predominen quars, plagiòclasi, biotita i amfíbol. La matriu acostuma a ser microcristal·lina, ateses les dimensions de molts d'aquests pòrfirs.

L'amplada d'aquests dics és molt variable, des d'uns pocs metres fins a algun centenar; la continuïtat és quasi sempre quilomètrica, i es troben poc espaiats. Formen feixos subparal·lels que s'emplacen segons dues direccions predominants; els de dimensions més grans segueixen una direcció NNE-SSW, mentre que els menors tendeixen a disposar-se segons la direcció NW-SE. Aquesta disposició es podria explicar per una fase de deformació fràgil tardiherciniana que facilitaria l'emplaçament d'aquests materials ignis. Aquests dics de pòrfir poden presentar disseminacions de sulfurs solament en la immediata proximitat dels nivells estratiformes de sulfurs. Es dona la circumstància de que un mateix dic pot presentar abundants disseminacions de sulfurs (especialment en les seves vores) en la seva intersecció amb la mineralització, però pot esdevenir completament estèril a unes desenes de metres d'aquest contacte i no presentar sulfurs en tota la resta del seu aflorament.

Finalment, tots els materials fins ara descrits, inclosos els pòrfirs, són tallats per un sistema de fractures de direcció NE, que és una direcció típicament alpina, però que poden correspondre a falles tardihercinianes que han estat reactivades durant el Cicle Alpí. La densitat d'aquestes fractures és molt alta. Els plans de falla tenen una disposició propera a la vertical, i el joc predominant és destre. El propi curs del Cortiella, en la seva vall alta, segueix la direcció d'aquestes fractures.

Hi ha una altra direcció de fracturació, aproximadament N130, en la qual es situen diversos filons hidrotermals d'edat imprecisa, amb reblliment de quars, calcita, ankerita, galena, esfalerita, pirita i petites quantitats de calcopirita, que han centrat l'interès de la mineria a la zona durant tota la seva història, fins al present.

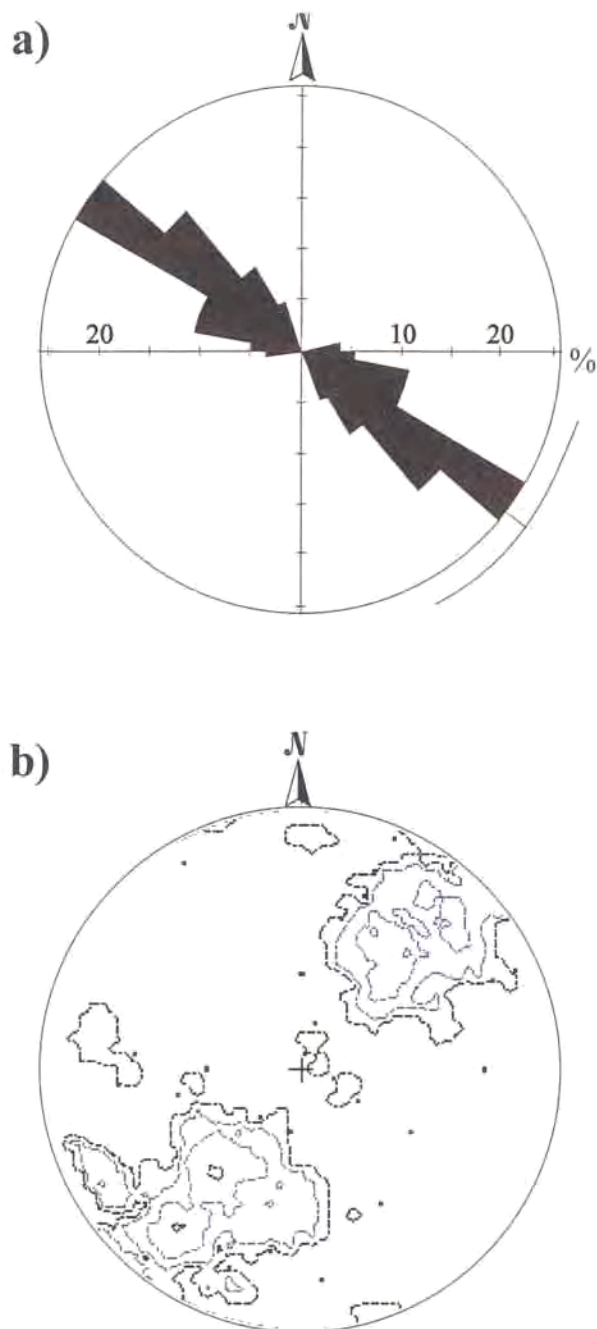


Figura 6.6. Geometria dels plects hercinians de la zona. a) Rosa dels vents de les direccions de les superfícies d'estratificació (120 mesures). b) Projecció estereogràfica dels pols de les superfícies d'estratificació mesurades en els materials sedimentaris paleozoics de la zona cartografiada. Com es pot veure, els plects són poc apretats. L'eix dels plects té una direcció aproximada 308/5.

Figura 6.6. Geometría de los pliegues hercínicos de la zona. a) Rosa de los vientos de las direcciones de las superficies de estratificación (120 medidas). b) Proyección estereográfica de los polos de las superficies de estratificación medidas en los materiales sedimentarios paleozoicos de la zona cartografiada. Como puede observarse, los pliegues son poco apretados. La dirección aproximada del eje de los pliegues es 308/5.

6.2. INDICIS DEL MAS DEL MESTRE (Cu-Zn)

6.2.1. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT

El tram mineralitzat està constituït per paquets potents de sulfurs massissos (més de 2 m) intercalats en nivells feldspàtics (figures 6.7 i 6.8). Es reconeix, per una banda, en els afloraments *A*, *B* i *C*, i també a l'interior d'una galeria de mina situada 100 m més al Sud (*D*). La situació d'aquests punts està indicada a la figura 6.3. La potència d'aquest tram és difícil de calcular atès que està compartimentat per fractures i dics de pòrfir. A la mina (aflorament *D*) la potència mínima és de 3 m; als afloraments *A*, *B* i *C* la potència mínima és de 1.5 m.

El tram mineralitzat es troba parcialment tapat pels enderroc d'una escombrera, que provenen de cinc pous d'uns 50 m de profunditat situats uns 20 m per sobre (pous que havien servit per explotar una mineralització filoniana tardí o posttherciniana). Els afloraments on es reconeix la mineralització els hem anomenat *A*, *B* i *C* (figura 6.9). Aquests tres afloraments es troben separats entre si per pocs metres. En el conjunt d'aquests afloraments la longitud total del tram mineralitzat és d'uns 50 m, i es troba limitat lateralment tant per l'Est com per l'Oest per dos dics de pòrfir de direcció aproximada N30. El conjunt de la mineralització i encaixant (pissarres i gresos) es troba intensament deformat. Aquesta deformació és especialment visible a

l'aflorament *A*, i també al *B*. Consisteix en un sistema d'encavalcaments amb la rampa subconcordant amb l'estratificació (i subhoritzontal), i probablement amb un desplaçament mètric. Una generació de plecs apretats apareix associada a la formació d'aquests encavalcaments. Un seguit de fractures subverticals predominantment normals, amb un desplaçament com a màxim decimètric, tallen totes les anteriors estructures. Aquestes fractures no presenten mineralització. A l'aflorament *C* no s'aprecien estructures deformatives.

El nivell mineralitzat és interceptat per una galeria de mina (*D*). En aquesta es reconeix la mineralització de forma discontinua al llarg de 17 metres (Figura 6.10). Els dics de pòrfir que limiten la mineralització també apareixen en aquesta galeria. La mineralització es troba afectada per plecs de la fase *I*, i per fractures verticals predominantment N-S que tallen l'estratificació i els plecs. Aquestes fractures, amb un desplaçament mètric, compartimenten la mineralització en blocs limitats per fractura.

El tram mineralitzat és constituït per una alternança de nivells de tendència monomineral·lica i de potència variable. Els nivells que s'han diferenciat són de sulfurs massissos (nivells de pirrotita, pirita i esfalerita), cloritita i feldspats. Els més abundants són els de pirrotita.



Figura 6.7. Aspecte de camp dels nivells de feldspats amb intercalacions de sulfurs, a partir dels quals es desenvolupen pàtines d'òxids de Fe.

Figura 6.7. Aspecto en el campo de los niveles de feldespato con intercalaciones de sulfuros, a partir de los cuales se desarrollan pátines de óxidos de Fe.

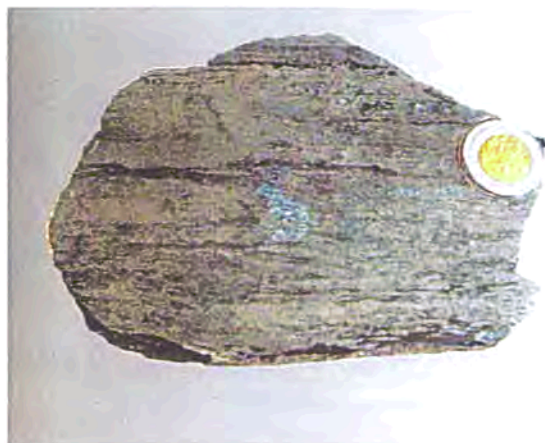


Figura 6.8. Mostra d'un nivell massís de pirrotina on s'aprecien les alternances mil·limètriques de nivells de clorita (fosc) i de pirrotina.

Figura 6.8. Muestra de un nivel de pirrotina masiva donde se aprecian las alternancias milimétricas de niveles de clorita (oscuro) y de pirrotina.

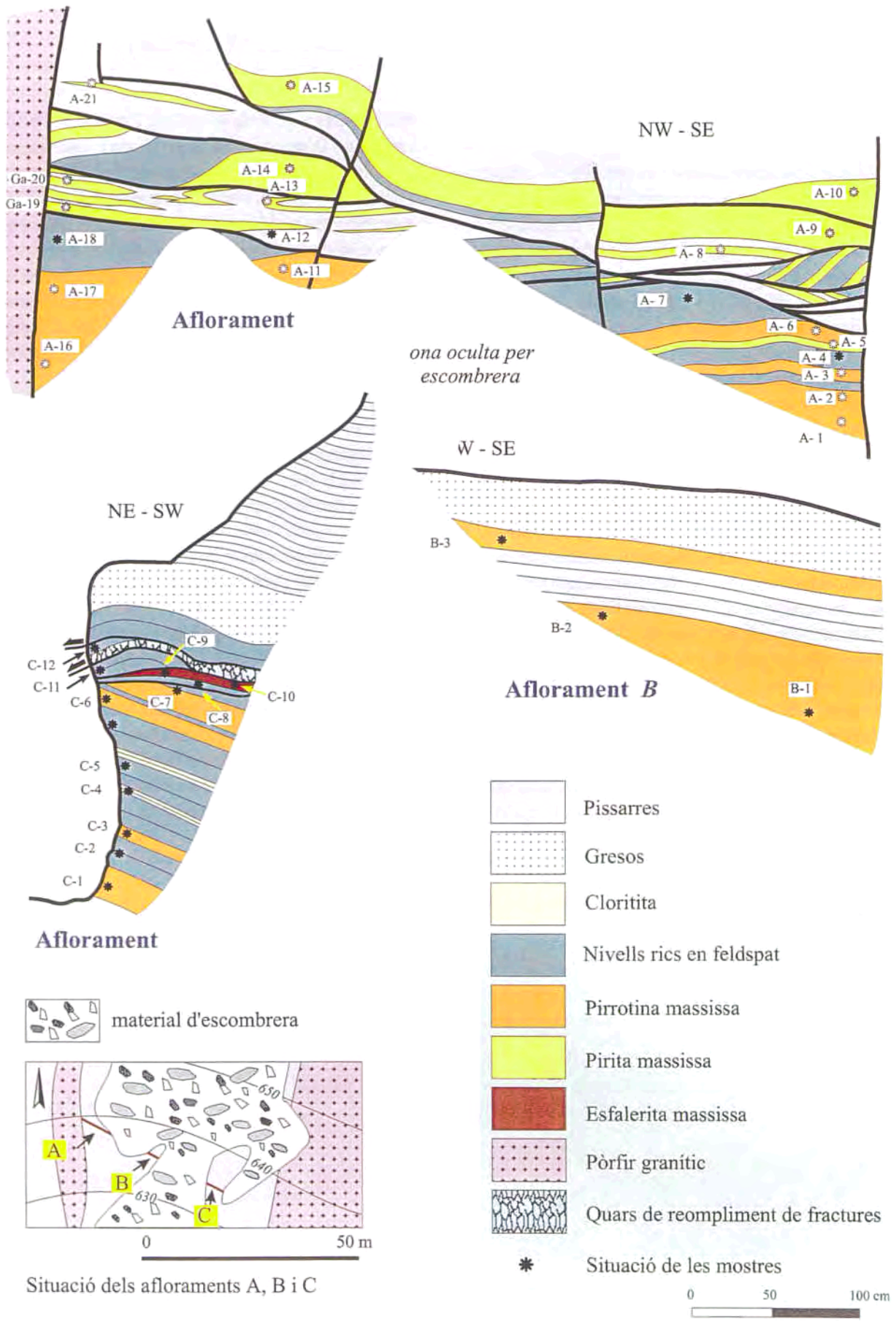


Figura 6.9. Afloraments A, B i C del Mas del Mestre: talls, esquemes i situació de les mostres.

Figura 6.9. Afloramientos A, B y C del Mas del Mestre: cortes, esquemas y situación de las muestras.

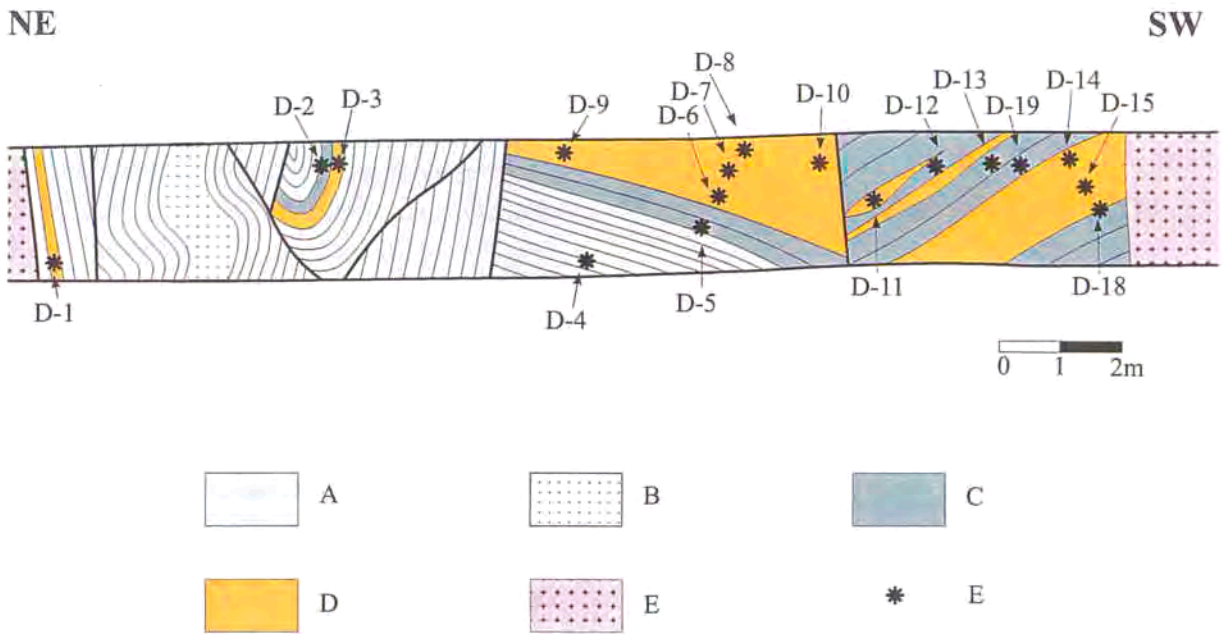


Figura 6.10. Aflorament de la galeria de mina del Mas del Mestre (aflorament D): tall a partir de la galeria de mina. A- pissarra; B- gres; C- nivell feldspàtic; D- pirrotita massissa; E- pòrfir granític; F- situació de les mostres.

Figura 6.10. Afloramiento de la galería de mina del depósito del Mas Mestre (afloramiento D): corte de la galería de mina. A- pizarra; B- arenisca; C- nivel feldspático; D- pirrotita masiva; E- pórfido granítico; F- situación de las muestras.

6.2.1.1. Nivells de pirrotita

Són nivells gairebé massissos, majoritàriament de pirrotita, amb quantitats subordinades d'altres minerals, quasi sempre indiferenciables *a visu* (figura 6.8). La potència dels nivells de pirrotita és variable (figures 6.9-10). Arriben a formar un nivell massís de més de 2 m de potència en aflorament, a més d'uns quants nivells de potència decimètrica intercalats en la roca feldspàtica.

En superfície d'aflorament la pirrotita està quasi sempre parcialment reemplaçada per goethita i siderita degudes a processos supergènics.

6.2.1.2. Nivells de pirita

Són nombrosos i gairebé tots ocupen les posicions més altes de l'aflorament A, on estan emplaçats en blocs superiors o rampes d'encavalcaments que tallen la mineralització de pirrotita; tanmateix, també hi ha un nivell de potència centimètrica intercalat en nivells de pirrotita (figura 6.9).

En els blocs superiors dels encavalcaments els nivells de pirita ocupen zones de replà o d'anticlinal frontal en la terminologia de Muñoz (1992). Per la posició que ocupen podrien correspondre a la part

basal del tram mineralitzat o una posició lateral. Si es té en compte que per sobre seu no apareixen nivells de pirrotita sino de gresos, la segona possibilitat sembla més factible.

Els nivells de pirita són rics en quars i tenen una potència generalment centimètrica, però que pot assolir els 40 cm.

6.2.1.3. Nivells d'esfalerita

La potència mínima de l'únic nivell d'esfalerita reconegut és de 15 cm. Es situa en el bloc superior d'un encavalcament que talla els nivells de pirrotita massissa a l'aflorament B. La seva posició estratigràfica i la potència del nivell són difícils de deduir, perquè el seu sostre és tallat per un altre encavalcament. Estan constituïts d'esfalerita massissa, amb una petita proporció de quars.

6.2.1.4. Nivells feldspàtics

Constituïxen l'encaixant dels nivells de pirrotita. Es tracta de roques criptocristal·lines de color negre que *a visu* poden ser confoses fàcilment amb cherts, però típicament presenten una fina crosta

d'alteracions argiloses. La potència dels nivells feldspàtics en aquests afloraments (figures 6.9-10) varia de decimètrica (afloraments A,B i C) a mètrica (a l'aflorament D).

6.2.1.5. Nivells de cloritita

Els nivells de cloritita són sempre de potència centimètrica o mil·limètrica. La major part es troben intercalats entre nivells massissos de pirrotita, però també poden aparèixer entre nivells de feldspat.

6.2.1.6. Pissarres i gresos

El tram mineralitzat està intercalat en una sèrie detrítica composta per una alternança de gresos de gra fi i pissarres grises. Mentre que els gresos contenen alguns sulfurs disseminats (Melgarejo 1983), les pissarres són gairebé estèrils. Localment els gresos situats al sostre de les mineralitzacions presenten estructures sedimentàries de tipus *ripple*.

6.2.1.7. Vetes de clorita i pirrotita

Es tracta de filonets de poca continuïtat i potència (aquesta, de menys de 2 cm), que tallen al conjunt de la mineralització estratiforme. Són escadussers, i estan compostos per quantitats variables de clorita i pirrotita.



Figura 6.11. Detall d'un nivell de sulfurs massissos, amb pirrotita (Po), pirita (py), quars (Q), i clorita (Chl).

Figura 6.11. Detalle de un nivel de sulfuros masivos, con pirrotita (Po), pirita (Py), cuarzo (Q), y clorita (Chl).

6.3. MINERALOGIA I TEXTURES

La mineralogia del dipòsit del Mas del Mestre és relativament complexa; per tant, descriurem la mineralogia i la textura de cadascuna de les unitats d'aflorament que han estat definides en l'apartat anterior.

6.3.1. Nivells rics en pirrotita

Es tracta de nivells formats per una associació de pirrotita amb quantitats subordinades d'altres sulfurs (pirita, calcopirita, esfalerita), quars i clorita (Figura 6.11). Com a fases minoritàries apareixen sulfurs i telururs d'Ag, de Pb, de Hg, de Sn i de Bi, a més de cassiterita, titanita, monazita, thorianita i barita.

L'abundància relativa entre els sulfurs i els silicats és molt variable. En alguns casos es pot parlar d'autèntics nivells massissos de pirrotita (amb més d'un 50% modal d'aquest sulfur, de vegades més del 80%), en els quals el quars i la clorita es troben englobats en la massa de sulfurs, com passa en els nivells situats prop de la base.

En nivells en posició més intermedia o superior, però, són majoritaris els nivells en els que el quars és el mineral que hi predomina (amb una proporció de pirrotita que se situa entre el 30 i el 50%), i en els que els sulfurs es disposen intersticialment respecte als minerals transparents.

Els nivells de pirrotita solen contenir intercalacions centimètriques de clorita, i més rarament d'epidota de gra fi.

6.3.1.1. Menes metàl·liques

Per ordre d'abundància, els sulfurs que apareixen en aquests nivells són: pirrotita, pirita i marcassita, calcopirita, esfalerita i galena.

Els cristalls de pirrotita defineixen una textura granoblàstica de gra mig (unes 100 µm), amb vores de gra corbes i tendència a desenvolupar «punts triples». Els grans de pirrotita estan parcialment reemplaçats a pirita en una textura de «bird eyes». La pirrotita també es troba en forma de cristalls idiomorfs inclosos en els cristalls de quars que acompanyen a la mineralització de sulfurs.

La calcopirita és força més escassa, i les dimensions dels seus grans són comparables a les de la pirrotita. Forma sempre cristalls al·lotriomorfs. Les vores de gra en contacte amb la pirrotita denoten equilibri, tot i la tendència intergranular de la calcopirita.

L'esfalerita, poc abundant, sol aparèixer associada a la calcopirita en forma de grans al·lotriomorfs de mida molt petita (fins a 25 μm).

La galena sol aparèixer en forma de petites inclusions (unes 20 μm) a l'interior dels grans de pirrotita.

De pirita se'n reconeixen dues generacions: una primera, més escassa en els nivells de pirrotita, consisteix en grans cristalls idiomorfs de caràcter poiquiloblàstic i, més rarament, en creixements esquelètics. Aquests cristalls presenten inclusions d'esfalerita i calcopirita.

Molt més abundant és una generació de pirita de gra fi que apareix a partir del reemplaçament de pirrotita en les textures «bird-eyes». Forma agregats concèntrics de gra molt fi, juntament amb marcassita i goethita, que es disposen preferentment segons les vores de gra i les exfoliacions de la pirrotita. En associació als òxids de Fe es localitzen petits grans de poques micres de diàmetre d'òxids d'Y, de Th i d'U. Juntament amb la goethita també apareix siderita, emplaçada en fractures tardanes que tallen la pirita.

6.3.1.2. Altres menes minoritàries

Hi ha un ampli ventall de menes que es troben associades a la pirrotita, sobretot intergranularment i en fractures, però també en forma d'inclusions (Figura 6.12).

Algunes d'aquestes fases van ser analitzades amb microsonda electrònica per Melgarejo (1987). Aquest autor esmenta associacions de bismut natiu, bismutina (Bi_2S_3), tsumoïta (TeBi) i joseïta- β (Bi_4TeS_2) reemplaçades per tetradimita ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), a més de petites quantitats de hessita (Ag_2Te).

En aquest treball, a més dels anteriors minerals, han estat reconeguts en forma d'inclusions cristalls d'estannita ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) i d'acantita (Ag_2S). També s'han localitzat algunes fases de mida de gra massa fina (de l'ordre d'una micra d'amplada) per a obtenir-ne l'anàlisi química, però que en base a l'anàlisi química qualitativa amb SEM-EDS poden correspondre als següents minerals: a) una possible sulfotsumoïta ($\text{Bi}_3\text{Te}_2\text{S}$) o tetradimita ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), b) una possible rucklidgeïta ($(\text{Bi},\text{Pb})_3\text{Te}_4$) o kochkarita (Bi_4PbTe_7), i c) una possible volynskita (AgBiTe_2).

Per altra banda, s'han localitzat diversos grans de minerals que tenen composicions no descrites fins ara a la literatura: un sulfotelurur d'Ag i un telurur de Hg i Bi. Aquests minerals, malauradament, són de mida de gra molt fina i no és possible ara per ara obtenir-ne la caracterització de la seva estructura.

La cassiterita (SnO_2) apareix ocasionalment associada a la clorita i en fractures microscòpiques que tallen la pirrotita.

Més rarament, a l'interior dels grans de pirrotita apareixen petites inclusions (5 μm) de thorianita (ThO_2).

6.3.1.3. Quars

El quars és el mineral transparent més abundant en els nivells rics en pirrotita. Quan la quantitat de quars present en l'associació és inferior a la quantitat de pirrotita, i els cristalls de quars es troben inclosos en la massa de sulfurs, els cristalls són majoritàriament idiomorfs. Desenvolupen prismes acabats en bipiràmide, amb una longitud que pot assolir 3-4 mm. Sovint aquests cristalls es disposen de manera que defineixen una foliació (Figura 6.13). Aquesta foliació, que pot estar plegada, és paral·lela a l'estratificació (S_0). També s'han trobat cristalls de quars amb morfologies i fàbriques similars en els nivells clòrtics.

En els nivells menys rics en sulfurs, on el quars és el mineral majoritari, els cristalls idiomorfs són rars. En aquests casos forma cristalls al·lotriomorfs de vores irregulars i de mida molt variable. Els sulfurs es disposen sobretot intersticialment respecte als grans de quars, tot i que també apareixen com a inclusions.

En tots els casos, el quars és ric en inclusions sòlides, particularment d'epidota, de clorita i de cristalls idiomorfs de pirrotita. Sovint aquestes inclusions defineixen una zonació, de forma que la vora del cristall està lliure d'inclusions. Aquest tret



Figura 6.12. Tsumoïta (telurur de Bi) intersticial entre grans de pirrotita. Imatge SEM-BSE.

Figura 6.12. Tsumoïta (telururo de Bi) intersticial entre grans de pirrotita. Imagen SEM-BSE.

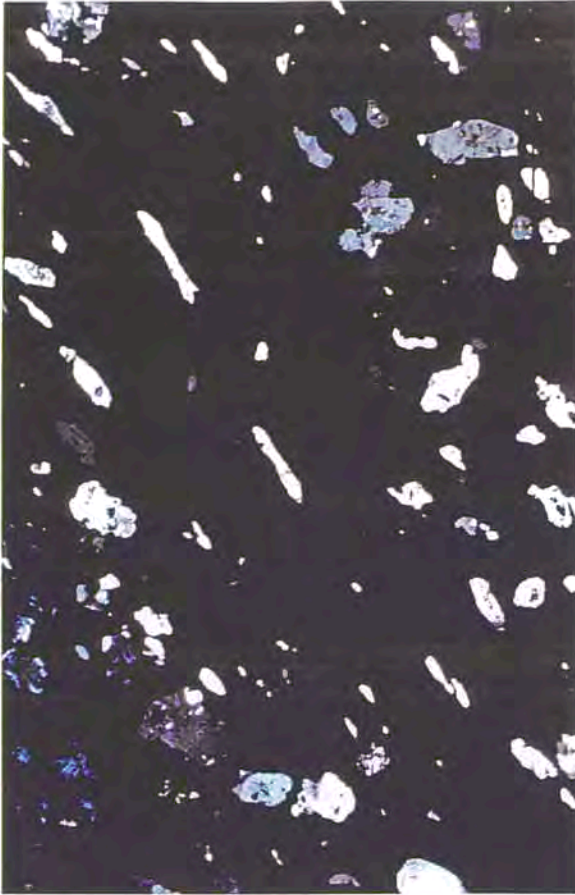


Figura 6.13. Cristalls de quarz hipidiomorfs d'un nivell massís de pirrotita. S'aprecia la orientació preferent dels grans de quarz. Llum transmesa, amb analitzador. Camp = 11 mm.

Figura 6.13. Cristales de cuarzo hipidiomórficos de un nivel masivo de pirrotita. Se aprecia la orientación preferente de los granos de cuarzo. Luz transmitida, con analizador. Campo = 11 mm.

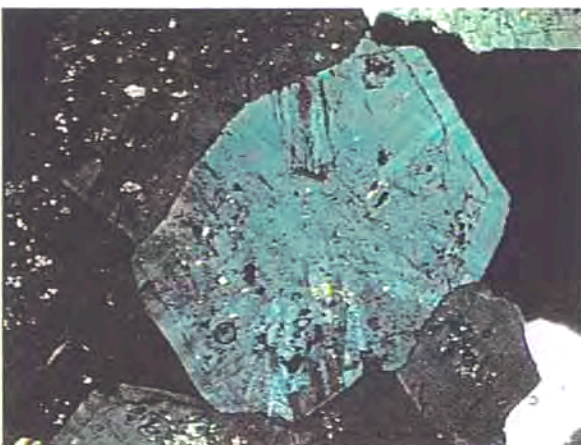


Fig. 6.14. Cristall hipidiomorfs de quarz que presenta extinció en sectors radials, com a conseqüència de la deformació. Llum transmesa, amb analitzador. Camp = 1.4 mm.

Figura 6.14. Cristals hipidiomórfico de cuarzo que presenta extinción en sectores radiales, como consecuencia de la deformación. Luz transmitida, con analizador. Campo = 1.4 mm.

és més evident en els cristalls idiomorfs inclosos en els sulfurs. En general, els grans de quarz contenen abundants inclusions fluides de mida molt petita, a partir de les quals s'ha realitzat un estudi microtermomètric en detall.

Molts cristalls de quarz desenvolupen fàbriques i microestructures internes de deformació similars a les que s'han descrit en quarzites deformades (White, 1976). Concretament, molts grans presenten extinció ondulant i desenvolupen subgrans i lamel·les. En molts casos aquests subgrans ocupen la vora dels grans de quarz, i es disposen radialment (Figura 6.14). De vegades, els grans de quarz es troben compartimentats en sectors radials, fàcilment observables en el microscopi òptic amb analitzador. Localment observem qualitativament com els grans de quarz tenen una orientació òptica predominant.

L'origen d'aquestes microestructures cal atribuir-lo als mecanismes intracristal·lins de deformació del quarz (relacionats amb fenòmens de dislocació). En contraposició tindriem els mecanismes intercristal·lins de deformació, que es basen en la dissolució per pressió i altres fenòmens localitzats en els contactes entre grans (Walniuk i Morris, 1984). L'única microestructura que podem assignar als mecanismes intercristal·lins de deformació són els contactes suturats desenvolupats sovint entre grans de quarz. No hi ha cap evidència de que els cristalls hagin sofert una dissolució per pressió. Per tant, tenim un clar predomini dels mecanismes intercristal·lins de deformació del quarz. Aquests mecanismes són els que predominen en règims de deformació amb baix coeficient d'esforç (*strain rate*) i a baixa temperatura (Rutter, 1976); aquest règim és coherent amb la deformació herciniana que afectà als dipòsits.

Cal tenir en compte, però, que els mecanismes pels quals el quarz es deforma depenen també d'altres factors, d'entre els quals destaquen la mida de gra, i l'abundància relativa de quarz en la roca (Walniuk i Morris, 1983, 1984). Aquest últim factor condicionarà el nombre de contactes quarz-quarz. Segons Walniuk i Morris (1984), a iguals condicions d'esforç i temperatura, en una roca essencialment quarsosa predominaran els mecanismes intracristal·lins de deformació (degut a l'abundància de contactes quarz-quarz), mentre que en una roca en que el quarz es trobi inclòs en una matriu, predominaran els mecanismes intercristal·lins. En el cas dels grans de quarz del Mas del Mestre, no s'han observat diferències significatives entre les microestructures de deformació presents en els nivells on predomina el quarz sobre els sulfurs i les microestructures dels grans de quarz que es troben en els nivells de sulfurs massissos. En ambdós casos

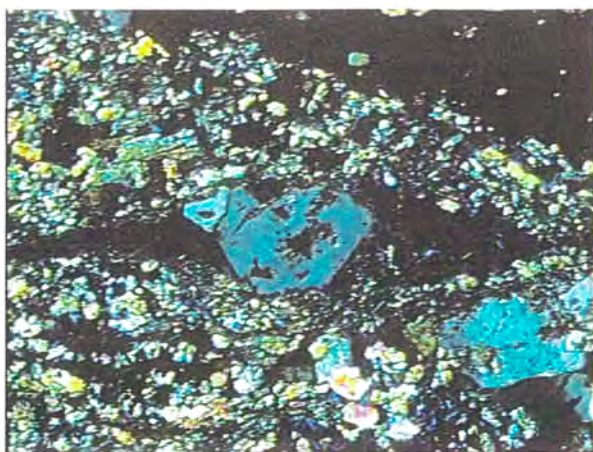


Figura 6.15. Cristall de quars encaixat en nivell d'epidota, que genera una ombra de pressió on hi ha acumulada clorita de gra fi. LLum transmesa, amb analitzador. Camp= 2.8 mm.

Figura 6.15. Cristal de cuarzo encajado en nivel de epidota, que genera una sombra de presión en la que se acumula clorita de grano fino. Luz transmitida, con analizador. Campo=2.8 mm.

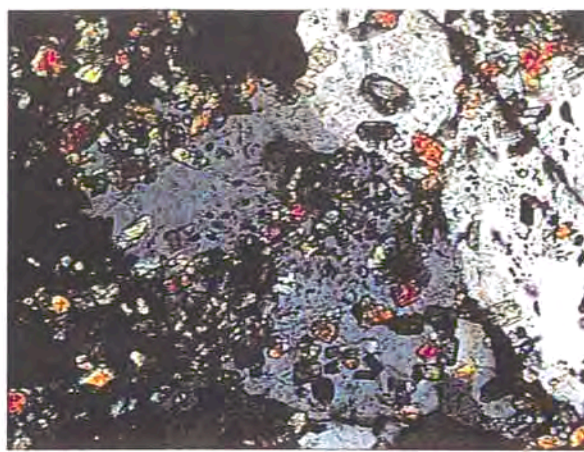


Figura 6.16. Nivell d'epidota parcialment reemplaçat per una associació de quars amb sulfurs (principalment pirrotita). LLum transmesa, amb analitzador. Camp= 1.4 mm.

Figura 6.16. Nivel de epidota parcialmente reemplazado por una asociación de cuarzo con sulfuros (principalmente pirrotita). Luz transmitida, con analizador. Campo= 1.4 mm.

predominen microestructures originades per mecanismes intracristal·lins de deformació del quars. Aquesta contradicció respecte a les prediccions que trobem a la literatura es poden explicar si tenim en compte que les hipòtesis en que es basen els diversos autors parteixen de que en les roques pobres en quars, la matriu que suporta als grans està formada per minerals amb una menor solubilitat per pressió que el propi quars (fil·losilicats). Això afavoreix la deformació intercristal·lina del quars (Shelley, 1982). En el Mas del Mestre, en canvi, el mineral que suporta els grans de quars és predominantment pirrotita. Durant els processos metamòrfics, la pirrotita és un mineral que es deforma plàsticament (Pesquera i Velasco, 1993). Particularment quan ens acostem als 300°C, el comportament de la pirrotita enfront de la deformació és similar al de la galena (Kelly & Clark, 1975). Per tant és d'esperar que la resposta mecànica dels cristalls de quars englobats en pirrotita no coincideixi amb la resposta que tindria un gra de quars englobat en miques.

6.3.1.4. Clorita

La clorita forma agregats esferulítics de fins a 50 µm de diàmetre que, com el quars, es troben englobats en la massa de sulfurs. La disposició dels cristalls de clorita inclosos en els nivells de sulfurs massissos no mostra, per tant, cap

orientació preferent en relació amb l'esquistositat regional. En els nivells en els que predomina el quars sobre els sulfurs, la clorita acostuma a ocupar posicions intersticials respecte al quars. També apareix en forma d'inclusions sòlides a l'interior dels grans de quars.

6.3.1.5. Epidota

L'epidota és present en tot el dipòsit en forma d'inclusions sòlides contingudes en els grans de quars. A nivell de detall, semblantment a la clorita, arriba a formar autèntics nivells. Aquests nivells, però, tenen un caràcter relict, i la seva potència mai supera uns pocs mil·límetres. A més, aquests nivells d'epidota tenen unes característiques mineralògiques i texturals similars als nivells epidòtics que es descriuen al dipòsit del Mas del Bessó. D'aquesta manera, estan formats per epidota de gra fi orientada segons S_0 , amb quantitats variables de clorita de gra fi i calcopirita intergranulars. Normalment aquests nivells estan plegats i fracturats. A través d'aquestes fractures s'emplanten sulfurs remobilitzats (sobretot pirrotita). Els grans de quars que formen part d'aquests nivells semblen estar afectats per la deformació, ja que desenvolupen ombres de pressió on s'hi acumula clorita (Figura 6.15).

Els nivells d'epidota es troben parcialment reemplaçats per l'associació quars-sulfurs-clorita (Figura 6.16).

6.3.2. Nivells de pirita

Són nivells formats per una associació de pirita amb quars. Aquests dos minerals es troben en proporcions variables. La clorita i la moscovita són menys abundants. L'epidota i alguns sulfurs (sobretot pirrotita i esfalerita) apareixen com a inclusions a l'interior dels cristalls de pirita i dels de quars. Localment es distingeixen intercalacions epidòtiques de potència mil·limètrica. La pirita que forma aquests nivells correspon a la pirita₍₁₎ identificada en els nivells de pirrotita.

6.3.2.1. Pirita

Forma cristalls hipidiomorfs que es disposen en agregats que segueixen vagament S_0 (l'estratificació). La mida dels cristalls que constitueixen aquests agregats és molt variable, des d'unes 25 μm quan forma creixements esquelètics, fins a alguns mil·límetres en els cristalls més grans. Aquests es caracteritzen pel seu caràcter poiquiloblàstic o intersticial entre grans de quars (figura 6.17), i són rics en sòlids inclosos, entre els quals es reconeix quars, epidota, clorita, pirrotita i esfalerita.

També destaquen uns cristalls de pirita idiomorfs de gra fi, que es troben disseminats per tota l'associació, molts d'ells inclosos en els cristalls de quars.

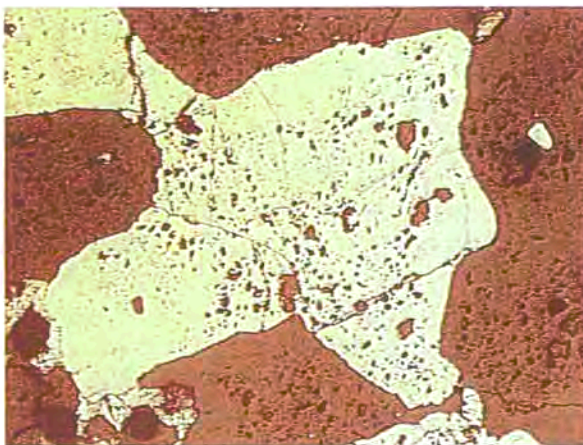


Fig. 6.17. Cristall poiquiloblàstic de pirita, amb inclusions de silicats, principalment quars, epidota i clorita. LLum reflectida, sense analitzador. Camp = 5.6 mm.

Fig. 6.17. Cristal poiquiloblástico de pirita, con inclusiones de silicatos, principalmente cuarzo, epidota y clorita. Luz reflejada, sin analizador. Campo = 5.6 mm.

6.3.2.2. Quars

Usualment els cristalls són al·lotriomorfs i presenten unes vores molt irregulars, tot i que també hi ha cristalls prismàtics de mida mitjana totalment desorientats. A diferència del quars de la resta del dipòsit, sovint predomina una mida de gra bastant fina, i en general és molt heteromètric. Alguns dels cristalls de quars presenten microestructures de deformació intracristal·lina; sobretot extinció ondulant i aparició de subgrans radials. En alguns sectors, la gran abundància d'inclusions sòlides de gra molt fi confereix un aspecte tèrbol als grans de quars en el microscopi òptic. Les inclusions sòlides més abundants són de pirrotita i d'epidota.

Finalment, agregats de moscovita de gra molt fi, i agregats esferulítics de clorita apareixen associats al quars.

6.3.3. Nivells feldspàtics

Consisteixen en una associació de plagiòclasi, quars i clorita criptocristal·lina (Figura 16.8). Les proporcions d'aquests tres minerals són variables. Al capítol de geoquímica es realitza, en base a la composició química de roca total d'aquests nivells, un càlcul de les proporcions normatives d'aquests minerals.



Figura 6.18. Nivell feldspàtic format essencialment per plagiòclasi, quars i clorita. S'aprecia la foliació definida per la clorita i el quars. Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.18. Nivel feldespático formado esencialmente por plagioclasa, cuarzo y clorita. Se distingue la foliación definida por la clorita y el cuarzo. Imagen SEM-BSE.

Per altra banda, la moscovita és abundant com a producte d'alteració en molts nivells. A més, s'identifiquen una sèrie de fases minoritàries disseminades, amb la mida de gra molt fina (inferior a 25 μm), entre les que destaquen per la seva abundància: epidota, titanita, rútil, ilmenita, apatita, zircó, al·lanita (rica en Ce, La i Nd), cerianita i sulfurs disseminats (sobretot pirrotita). El bismut natiu apareix associat a la pirrotita en grans de mida inferior a 1 μm . En dues mostres s'han localitzat cristalls d'unes 20 μm d'un possible granat (amb Ca, Al i Fe) ric en Cr, V i Sc. El zircó és força abundant, formant cristalls d'unes 5 μm que es troben disseminats per tota la roca feldspàtica. L'al·lanita (al·lanita-Ce) forma cristalls de fins a 25 μm , rics en REE lleugeres (sobretot Ce, La i Nd).

Texturalment són roques criptocristal·lines, amb una mida de gra al voltant de 20 μm , cosa que dificulta la seva observació amb el microscopi petrogràfic. El conjunt està afectat per dues esquistositats, S_0 (paral·lela a l'estratificació) i S_1 (esquistositat de pla axial dels plecs hercinians). Aquesta esquistositat ve marcada fonamentalment per la disposició orientada dels fil·losilicats, però també per la elongació dels grans de quars (Figura 6.18).

Algunes vetes de potència inframil·limètrica tallen els nivells de feldspat. Són vetes constituïdes essencialment per clorita amb quars, riques en sulfurs, rutil i zircó.

6.3.3.1. Quars

El contingut en quars és molt variable. Encara que normalment està al voltant del 25 % modal, pot arribar a formar nivells on és el mineral predominant. Els grans tenen una morfologia arrodonida amb una tendència a estar elongats segons S_0 .

6.3.3.2. Clorita

La clorita és també molt abundant (aproximadament el 35 % modal). Es presenta en cristalls tabulars de 25 a 75 μm , que defineixen una foliació paral·lela a l'estratificació (S_0), més una esquistositat (S_1).

6.3.3.3. Plagiòclasi

El feldspat que constitueix els nivells feldspàtics del Mas del Mestre és en tots els casos plagiòclasi. El feldspat constitueix una matriu que suporta clorita

i els grans de quars. Forma un agregat criptocristal·lí de cristalls al·lotriomorfs de feldspat.

6.3.3.4. Moscovita

Al igual que en els nivells feldspàtics d'edat siluriana, es diferencien dues generacions de moscovita:

I- Moscovita detrítica. Constitueix el principal component de les metapelites que encaixen els nivells feldspàtics. És de gra fi i es troba orientada d'acord amb les dues fases de la deformació herciniana.

II- Moscovita formada a partir de l'alteració de la plagiòclasi dels nivells feldspàtics. Té mida de gra molt fina (sericita) i també està afectada per l'esquistositat regional (Figura 6.19).

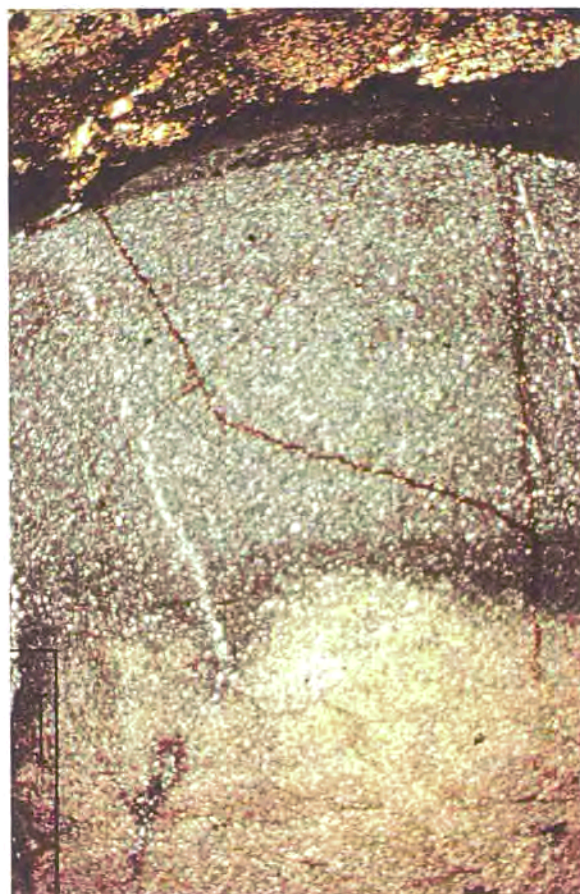


Figura 6.19. Nivell feldspàtic criptocristal·lí amb alteració sericítica. Llum transmesa, amb analitzador. Longitud escala = 100 μm .

Figura 6.19. Nivel feldespático criptocristalino con alteración sericítica. Luz transmitida, con analizador. Longitud escala = 100 μm .

6.3.3.5. Titanita

Forma cristalls al·lotriomorfs de fins a 50 μm , molt abundants en els nivells feldspàtics. Sovint aquests cristalls presenten formes allargades segons una foliació paral·lela a S_0 .

A l'interior d'alguns cristalls de titanita s'hi distingeixen relictos englobats de rútil i ilmenita. Per tant, es pot deduir que la titanita es forma durant el metamorfisme per reacció entre el rútil i el feldspat càlcic.

6.3.3.6. Epidota

Igual que en els sulfurs massissos, en els nivells feldspàtics també hi ha algunes intercalacions epidòtiques. Aquestes rarament superen 1 cm de potència, i mineralògica i texturalment són iguals que els nivells epidòtics descrits fins al moment. Són nivells gairebé monominerals d'epidota, amb textura granular. Quan la mida de gra és molt fina (unes 25 μm) la disposició dels cristalls defineix una foliació.

Contenen petites quantitats de sulfurs disseminats, concretament pirrotita, calcopirita i esfalerita, que es disposen intergranularment respecte a l'epidota.

Apart, la majoria dels nivells feldspàtics són rics en epidota disseminada, i s'han identificat cossos nodulars preesquistosos d'epidota (similars als que s'han reconegut a l'encaixant del dipòsit del Mas del Bessó).

6.3.3.7. Sulfurs

Els nivells feldspàtics solen ser rics en sulfurs disseminats. Per ordre d'abundància apareixen: pirrotita, esfalerita i galena. Localment la pirrotita de gra més fi es disposa segons la foliació S_0 .

6.3.4. Nivells de clorita

Juntament amb la clorita estan constituïts per quars, moscovita, epidota i sulfurs (pirita, pirrotita, galena, esfalerita); com a fases minoritàries cal destacar: apatita, rútil, ilmenita, titanita, zircó, cerianita, monazita, al·lanita-Ce (rica en Ce, La i Nd), uraninita i torianita. L'apatita és un dels més freqüents, forma cristalls equidimensionals de fins a 50 μm .

L'epidota apareix en petits cristalls relictos disseminats en els nivells clorítics (Figura 6.20).

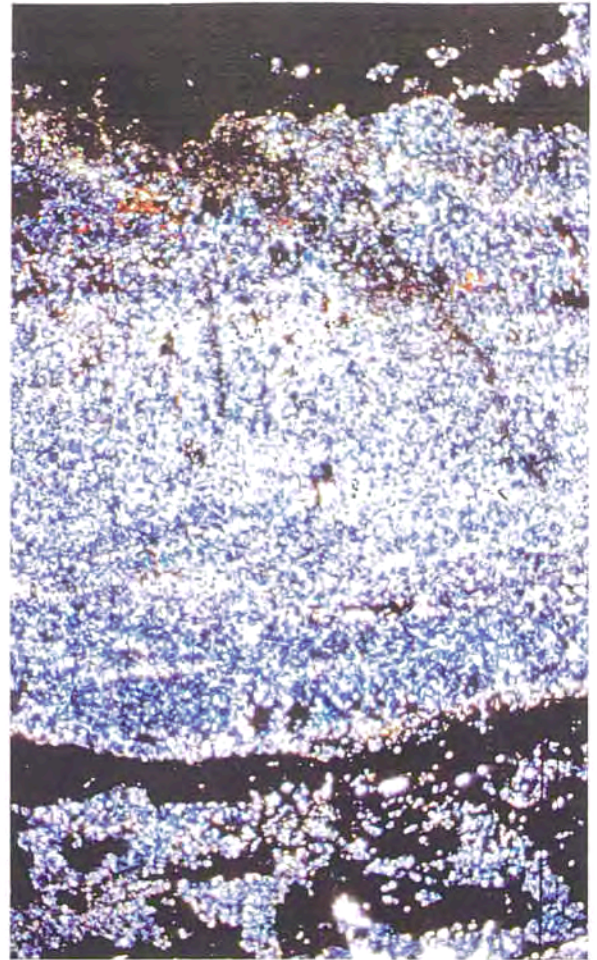


Figura 6.20. Intercalació de clorita en nivell de pirrotita massissa. Llum transmesa, amb analitzador. Longitud escala = 100 μm .

Figura 6.20. Intercalación de clorita en un nivel masivo de pirrotita. Luz transmitida, con analizador. Longitud escala = 100 μm .

Localment, la clorita s'emplaça en vetes. L'associació mineral que forma aquestes vetes és la mateixa que trobem en els nivells de clorita.

6.3.4.1. Clorita

Majoritàriament la clorita té una disposició totalment desorientada, fins i tot forma agregats esferulítics, de fins a 100 μm de diàmetre. Rarament, quan la mida de gra és més petita (menys de 20 μm de longitud) els agregats poden definir lleument una foliació paral·lela a l'estratificació (S_0) i estar afectats per l'esquistositat herciniana. En general, tanmateix, forma agregats massissos sense cap estructuració interna.

6.3.4.2. Òxids de Ti

Són molt abundants en els nivells clorítics, especialment el rútil. Forma cristalls prismàtics hipidiomorfs que poden tenir més de 50 μm de llargada (Figura 6.21).

La ilmenita és molt més escassa i de vegades es veu reemplaçada per titanita.

6.3.4.3. Òxids d'urani i tori

La presència de minerals radioactius queda evidenciada per les aurèoles metamíctiques desenvolupades en els agregats de cristalls de clorita. Aquestes aurèoles metamíctiques són extremadament abundants, encara que el mineral que les origina poques vegades s'arriba a poder caracteritzar amb el microscopi òptic, degut a que la seva mida de gra és generalment molt fina (Fig. 6.22). El més abundant d'aquests minerals és el zircó, del qual s'han identificat cristalls de més de 15 μm (Figura 6.23). També és força abundant la uraninita (UO_2) (Figura 6.25), seguida de lluny per la thorianita (ThO_2). Els dos darrers minerals formen cristalls hipidiomorfs d'aspecte equidimensional, de mida de gra molt fina, que rarament sobrepassa les 5 μm de diàmetre.

6.3.4.4. Minerals de REE

Dins dels nivells de cloritita hi ha intercalacions particularment riques tant en òxids d'U i Th com en minerals de REE. Els minerals de REE identificats en aquesta associació són la monazita, la cerianita, i l'al·lanita. En algun cas formen agregats criptocristal·lins associats a apatita.

La monazita és rica en Th, en uns casos, i en Ce i La en d'altres, aspecte que pot determinar la formació d'aurèoles metamíctiques (Figura 6.25).

La cerianita (CeO_2) és molt abundant. Apareix majoritàriament en agregats irregulars de fins a 25 μm de dimensió màxima, compostos a la seva vegada de cristalls hipidiomorfs de mida de gra molt fina (menys de 5 μm), associats a la clorita. També s'ha identificat com a producte de rebliment de petites microfractures a l'interior dels grans d'apatita (Figura 6.26).

L'al·lanita present en els nivells de clorita és rica en Ce, La i Nd. Normalment la mida dels seus cristalls no sobrepassa les 10 μm .



Figura 6.21. Cristalls de rútil dels nivells de clorita, amb pirrotita i moscovita. Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.21. Cristales de rutilo en nivel de clorita, con pirrotita y moscovita. Imagen SEM-BSE.

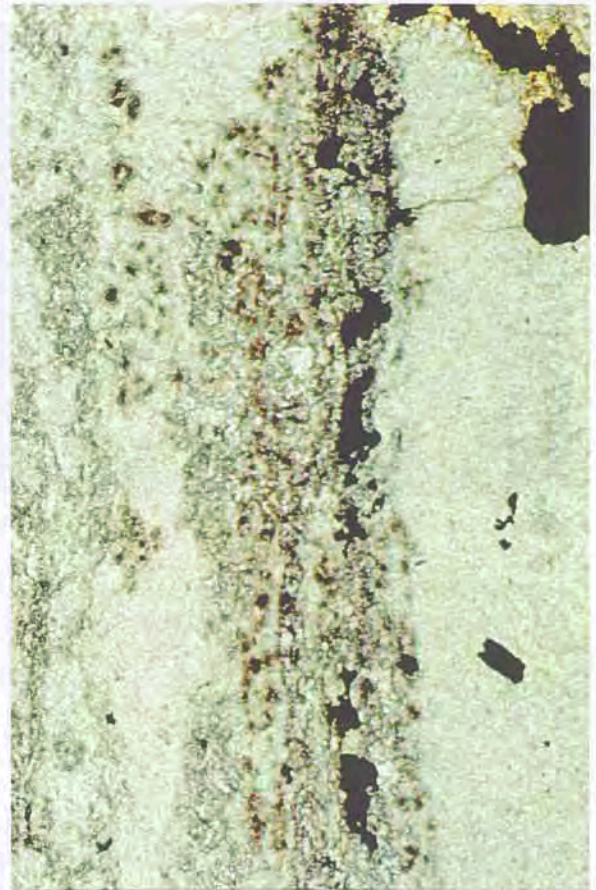


Figura 6.22. Aurèoles metamíctiques produïdes en els agregats de clorita per òxids de U i Th, i per cristalls de zircó de mida criptocristal·lina. Llum transmesa, sense analitzador. Amplitud del camp = 250 μm .

Figura 6.22. Aureolas metamícticas producidas en los agregados de clorita por óxidos de U y Th, y por cristales de circon de tamaño de grano criptocristalino. Luz transmitida, sin analizador. Amplitud del campo = 250 μm .



Figura 6.23. Cristall idiomorf de zircó en nivell clorític. Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.23. Cristal idiomórfico de zircón en nivel clorítico. Imagen de SEM-BSE.



Figura 6.24. Uraninita (U) associada a rútil i ilmenita en nivell clorític. Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.24. Uraninita (U) asociada a rutilo y ilmenita en nivel clorítico. Imagen de SEM-BSE.



Figura 6.25. Agregat criptocristal·lí de monazita en nivell clorític. Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.25. Cristalls de rútil dels nivells de clorita, amb pirrotita i moscovita. Imatge de SEM-BSE.

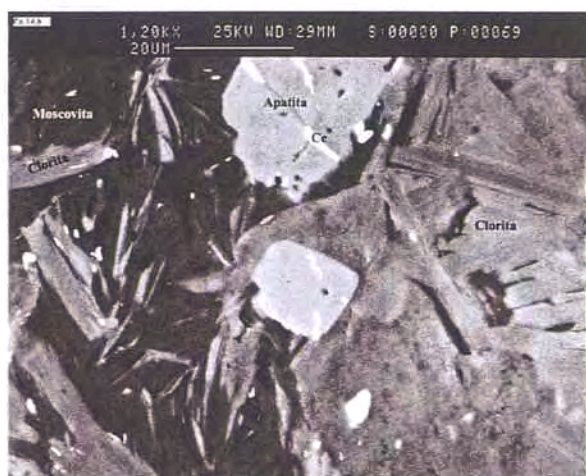


Figura 6.26. Apatita i monazita (Ce) en nivell de clorita amb moscovita. Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.26. Apatito y monacita (Ce) en nivel de clorita con moscovita. Imagen de SEM-BSE.

6.3.5. Gresos

Els gresos que es troben al sostre del dipòsit són similars als de la resta de la sèrie carbonífera amb la única particularitat de contenir disseminacions de sulfurs (Melgarejo 1983). Tanmateix, en el propi nivell mineralitzat apareixen algunes intercalacions gresoses de potència centimètrica (Fig. 6.27). Aquests gresos estan constituïts per grans detrítics de quars cimentats majorment per clorita. Els gresos amb ciment de clorita passen verticalment a gresos «normals» (amb matriu pelítica criptocristal·lina). El pas de matriu pelítica a ciment clorític té lloc

mitjançant un reemplaçament, que progressa preferentment segons fractures que tallen als gresos.

Aquesta clorita és similar a la que constitueix els nivells clorítics: presenta abundants minerals accessoris de gra molt fi (rutil, zircó i apatita).

6.3.6. Vetes tardanes

Una generació tardana de vetes indeformades de calcita i quars talla la resta d'unitats. El gruix màxim d'aquestes vetes és d'uns pocs mil·límetres. Localment contenen sulfurs remobilitzats (essencialment pirrotita i pirita).

6.4. Interpretació textural del dipòsit del Mas del Mestre

El dipòsit del Mas del Mestre presenta una sèrie de textures molt peculiars de difícil interpretació, que semblen indicar una successió de processos mineralitzadors. Les textures de reemplaçament hi són molt importants (reemplaçaments dels nivells epidòtics per quars i sulfurs). Tanmateix les textures dels nivells feldspàtics no suggereixen que aquests nivells s'hagin format a partir de reemplaçament de litologies preexistents.

Una sèrie d'estructures i fàbriques sobreimposades a les textures primàries tenen lloc com a conseqüència de la deformació i el metamorfisme hercinians. Aquestes textures confirmen l'origen predeformatiu i premagmàtic de la mineralització, i també de part dels processos de reemplaçament.

6.4.1. Textures predeformatives

La foliació predeformativa S_0 (paral·lela a l'estratificació) és distingible en diverses litologies, especialment les de granulometria més fina definida per la disposició orientada dels minerals. En els nivells de clorita i d'epidota de gra fi es pot apreciar aquesta foliació. També en els nivells de sulfurs massissos, en els quals els cristalls de quars sovint estan orientats.

Els nivells feldspàtics presenten foliació, marcada per la clorita i la titanita principalment. Els grans de quars provablement són d'origen detrític; la morfologia dels grans i la variació estratigràfica de l'abundància de quars respecte matriu i ciment (clorita i feldspat) recolzen aquest origen.

Aquest dipòsit es caracteritza per l'alternança de diferents litologies, tant pel que fa als nivells de silicats (nivells feldspàtics i nivells de clorita), com de sulfurs (nivells de pirrotita i nivells de pirita).

6.4.2. Textures de deformació

La deformació herciniana ha afectat als dipòsits estudiats, en els quals s'hi reconeixen una sèrie d'estructures deformatives:

6.4.2.1. Plegament: Els plecs que afecten al nivell mineralitzat, observables a escala d'aflorament, són principalment plecs apretats relacionats amb la formació d'un sistema d'encavalcaments hercinians que talla la mineralització (Figura 6.28). A escala microscòpica, la foliació S_0 definida pels cristalls de quars es troba localment plegada.



Figura 6.27. Intercalacions gresoses (clar) en nivell feldspàtic criptocristal·li (fosc). Luz transmitida, sense analitzador. Longitud escala = 100 μm .

Figura 6.27. Intercalaciones de arenisca en nivel feldespático criptocristalino. Luz transmitida, sin analizador. Logitud escala = 100 μm .



Figura 6.28. Nivells plegats de pirrotita, amb intercalacions de clorita (negre) i quars (clar). Hi ha remobilitzacions de pirita vers les superfícies axials del plec, especialment en les zones més riques en quars.

Figura 6.28. Niveles plegados de pirrotita, con intercalaciones de niveles cloríticos (negro) y de cuarzo (claro). Se distinguen removilizations de pirita en las superficies axiales de los pliegues, especialmente en las zonas más ricas en cuarzo.

6.4.2.2. *Esquistositat*: L'esquistositat associada al pla axial dels plecs hercinians (S_1) és molt poc penetrativa. Es reconeix en l'encaixant pelític, i rarament en la mineralització, particularment en els nivells clorítics de gra més fi (Figura 6.26), i en l'alteració sericítica dels nivells feldspàtics.

6.4.2.3. *Microestructures de deformació del quars*: En els nivells de pirrotita massissa apareixen uns cristalls de quars molt característics per les peculiars textures que presenten. Són grans idiomorfs, en forma de prisma bipiramidals de fins a 3-4 mm. Localment la disposició orientada d'aquests cristalls defineix una foliació S_0 . Molt més habitual és que els grans de quars presentin microestructures de deformació, sobretot extinció ondulant, subgrans i lamel·les, formades mitjançant mecanismes intracristal·lins de deformació del quars. El predomini d'aquests mecanismes respecte els mecanismes intercristal·lins indica que la deformació ha tingut lloc en condicions de baix coeficient d'esforç (*strain rate*) i a baixa temperatura (Rutter, 1976). La presència d'aquestes microestructures de deformació recolzen un origen predeformatiu de la paragènesi quars-sulfurs.

La deformació herciniana afecta a les sèries paleozoiques i a les mineralitzacions que hi apareixen intercalades. Tanmateix, l'estil de deformació dels nivells mineralitzats, i en particular dels nivells de sulfurs massissos, és molt diferent de l'estil de deformació que presenten les sèries sedimentàries. Aquesta diferent resposta dels nivells davant de la deformació es deu a la plasticitat que presenten els sulfurs en condicions metamòrfiques (Atkinson, 1977). Quan ens acostem a 300°C, molts sulfurs experimenten una forta caiguda del seu esforç diferencial (*differential stress*). Concretament la pirrotita assoleix valors propers als de la galena (uns 0,5 Kb), per sobre dels quals es comporta plàsticament (Kelly i Clark, 1975). En el cas que ens afecta, els més de 2 km de sèrie carbonífera superposats als nivells de sulfurs garanteixen un comportament plàstic de la pirrotita.

En resum, els nivells mineralitzats acumulen molta més deformació que el sediment encaixant; la diferent competència entre els nivells de sulfurs i els d'encaixant afavoreixen la formació de plecs intrafoliació i encavalcaments (Fig. 6.9), tal com descriuen Pesquera i Velasco (1989) en dipòsits d'edat carbonífera als Pirineus Occidentals.

6.4.3. *Textures de recristal·lització*

El metamorfisme (regional i de contacte) que afecta al dipòsit origina una sèrie de textures com a conseqüència del reequilibri de les diferents associacions enfront de les noves condicions de P i T. Aquestes textures són essencialment textures de recristal·lització, i no afecten per igual a tots els minerals. En general, els sulfurs són més susceptibles a recristal·litzar durant el metamorfisme que la majoria de silicats (Buerger, 1928). El quars, però, també és molt favorable a experimentar recristal·litzacions metamòrfiques. Les textures que en resultaran no tan sols depenen de les condicions P i T assolides, sinó que hi ha molts factors que hi influeixen, com són la textura prèvia i la naturalesa de la matriu que envolta els minerals. En qualsevol cas, el concepte físic-químic d'energia interfacial relativa de les diferents fases és el més important determinant dels processos que tenen lloc durant el metamorfisme (McDonald, 1967).

L'absència de criteris que permetin establir clarament la seqüència paragenètica de les associacions de sulfurs és característica dels dipòsits metamorfitzats (Stanton, 1972).

Els nivells de pirrotita del Mas del Mestre reflecteixen la recristal·lització metamòrfica pel desenvolupament d'una textura granoblàstica poligonal, amb els contactes entre grans en «*punts triples*» i vores corbes, textura que indica un reequilibri tèrmic de l'associació. Aquest reequilibri originà un augment en la mida de gra, i la destrucció de les textures prèvies. La galena, calcopirita i esfalerita presents en aquest dipòsit han estat reequilibrades en el mateix procés.

La recristal·lització metamòrfica produeix en la pirrita₍₁₎ un augment de la mida de gra, que origina cristalls peciloblàstics rics en inclusions sòlides, principalment quars, epidota, clorita, pirrotita i esfalerita. El creixement cristal·lí està controlat per processos de difusió, i té lloc degut a la tendència de minimitzar l'energia lliure interfacial (Burke & Turnbull, 1952). Els nous cristalls de pirrita són idiomorfs com a conseqüència del seu elevat poder de cristal·lització. La pirrita usualment té un comportament fràgil durant la deformació, originant-se amb freqüència textures cataclàstiques (Vokes, 1969). En el cas del dipòsit del Mas del Mestre la recristal·lització (*annealing*) i l'augment en la mida de gra arriben a obliterated totalment aquestes textures en la pirrita₍₁₎, tal i com descriuen McClay & Ellis (1983) en dipòsits que han sofert un metamorfisme en grau mig o alt. Per tant, qualsevol evidència d'una deformació cataclàstica anterior queda esborrada durant el creixement cristal·lí que succeeix durant el metamorfisme de contacte.

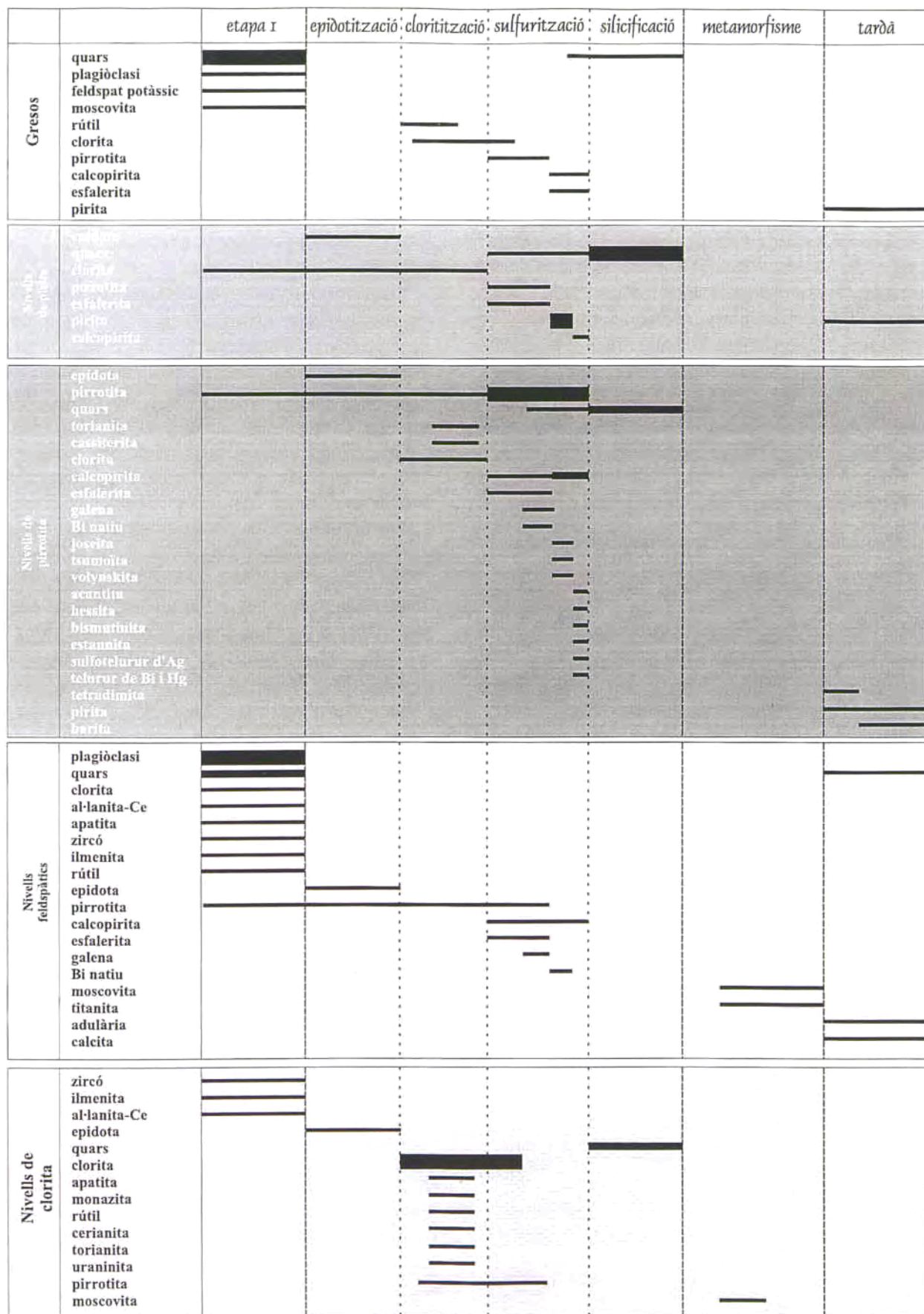


Figura 6.24. Sequència paragenètica i distribució de fases minerals per litologies (diferents tonalitats de gris) en el dipòsit del Mas del Mestre. S'han distingit amb línies discontinúes els diferents estadis de formació del dipòsit.

Figura 6.24. Secuencia paragenética y distribución de fases minerales según las diferentes litologías (distinto sombreado) en el depósito del Mas del Mestre. Se han separado con líneas verticales discontinuas los diferentes estadios de formación del depósito.

Els cristalls de quars també podrien haver sofert una recristal·lització durant el metamorfisme. Això explicaria el fet de que molts dels cristalls presentin vores sobrecrecudes lliures d'inclusions sòlides.

6.4.4. De reemplaçament

Les textures de reemplaçament són importants en el dipòsit del Mas del Mestre. Algunes de les associacions de les quals tenim evidències texturals que s'han format per reemplaçament presenten textures de deformació i de recristal·lització metamòrfica com les descrites anteriorment. Aquest fet ens permet reconèixer els processos de reemplaçament associats a la mineralització primària (és a dir predeformatius i premetamòrfics), i diferenciar-los dels processos de reemplaçaments tardans.

6.4.4.1 Reemplaçaments predeformatius:

Hi ha evidències que indiquen que l'associació pirrotita-quars (volumètricament és l'associació rica en sulfurs més important del dipòsit) s'ha format a partir del reemplaçament d'una litologia prèvia. Aquestes evidències són la presència d'abundants sòlids inclosos a l'interior dels grans de quars, principalment epidota, pirrotita i clorita, i la presència de nivells epidòtics intercalats, amb un clar aspecte de tractar-se de nivells relictos. Tanmateix, aquesta

associació és predeformativa i premetamòrfica, tal com s'extreu de les textures que presenta.

Per altra banda, l'alteració sericítica que desenvolupen molts nivells feldspàtics és clarament predeformativa, tenint en compte la disposició orientada dels cristalls neofornats de moscovita de gra fi.

6.4.4.2. Reemplaçaments tardans:

La pirrotita es troba parcialment reemplaçada a pirita₍₂₎. Aquest reemplaçament té lloc seguint preferentment les vores de gra i les exfoliacions de la pirrotita. La textura resultant és una textura en «bird-eyes»; la pirita es disposa en agregats concèntrics de gra molt fi, juntament amb marcassita, siderita i òxids de Fe. La pirita secundària es forma per sulfuració de la pirrotita (formada durant els processos primaris de mineralització).

Per últim tenim un reemplaçament dels sulfurs per minerals supergènics, sobretot en aquelles parts dels nivells mineralitzats han estat més exposades a la meteorització. Els minerals supergènics més abundants en aquest dipòsit són la goethita i la siderita. En algun cas la siderita s'emplaça en esquerdes formant vetes de potència submil·limètrica.

La interpretació d'aquestes textures possibilita d'establir la seqüència de cristal·lització de les diferents unitats del dipòsit, la síntesi de la qual és reflectida a la figura 6.24.

6.5. INDICIS DEL POU DEL COBUS

A uns 100 m al SE dels dipòsits de sulfurs massissos estratiforms del Mas del Mestre es reconeixen alguns afloraments aïllats de mineralització estratiforme d'òxids de ferro. En l'indici Po-1 la mineralització va ser explorada per la companyia Peñarroya a començaments del s. XX mitjançant una trinxera de 10 m de llargada i 3 m de profunditat de direcció NE, en la qual hi ha un pou vertical; en l'indici Po-2 es va practicar una trinxera d'uns 10 m de longitud i 1.5 m de profunditat. Tots aquests treballs són d'exploració i no sembla que en cap moment es fes explotació; de fet es van interpretar com a zona de meteorització dels filons de Pb-Zn.

6.5.1. ESTRUCTURA DEL TRAM MINERALITZAT

El tram mineralitzat es troba intercalat, com els sulfurs massissos, dins de la unitat de pissarres d'Ulldemolins. Estratigràficament es troba en posició lateral als nivells de sulfurs, sense que es pugui determinar el contacte entre ambdues unitats, ja que els afloraments d'aquestes dues tipologies de mineralització estan separats per falles i dics de pòfir, i parcialment recoberts per vegetació i derrubis de pendent.

La mineralització consta de nivells rics en òxids de ferro, de potència fins a 1,2 m, intercalats en nivells de clorita amb una potència similar. Per sobre dels nivells mineralitzats apareixen uns trams detrítics grollers (gresos i microconglomerats; Figura 6.25).

Els nivells que es poden reconèixer a escala d'aflorament són: magnetítics, nivells hematítics i clorítics, així com passades detrítics.

6.5.1.1. Nivells magnetítics

Són nivells de potència mètrica, i estan constituïts per magnetita i quars. En aflorament són de color negre en superfície fresca, però generalment es troben molt alterats a goethita. La magnetita hi és la mena més abundant, i arriba a constituir fins al 40 % de la roca. Es troba parcialment reemplaçada per maghemita. Els sulfurs (essencialment pirita) són escadussers i tenen caràcter relict.

Totes les mostres són d'afloraments molt propers a la superfície topogràfica, i estan força fracturades;

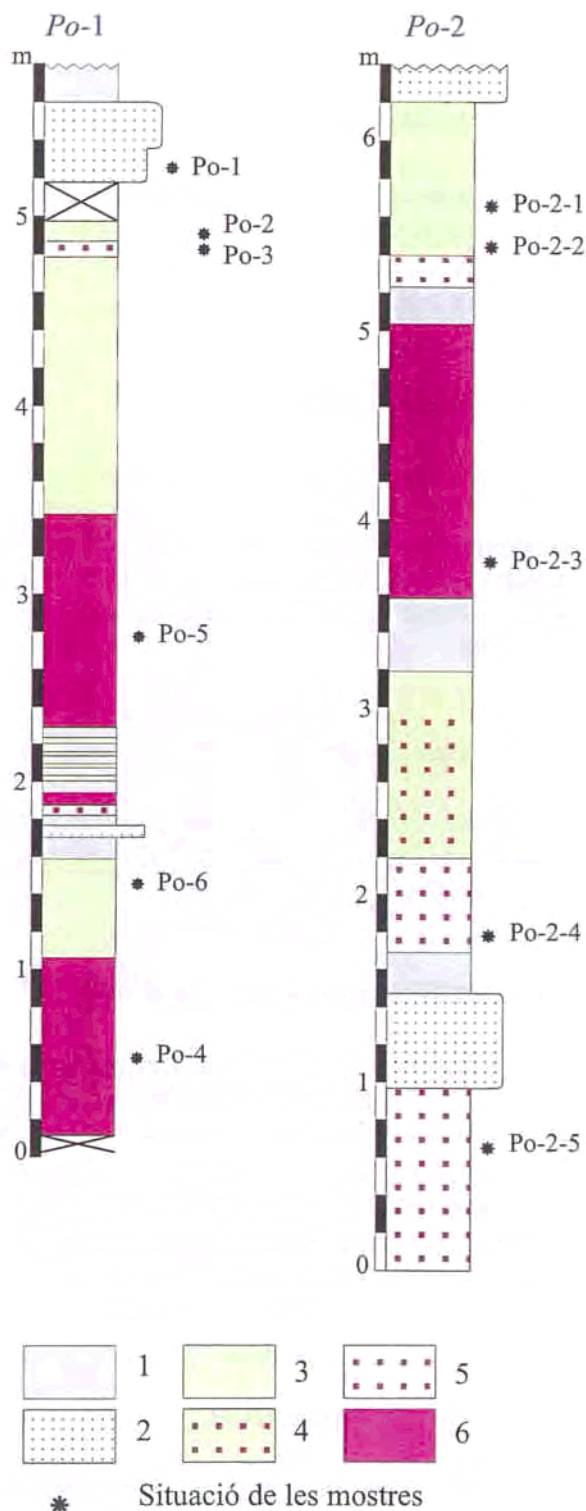


Figura 6.25. Mineralització «Pou del Cobus»: columnes estratigràfiques dels dos afloraments (Po-1 i Po-2). 1- Pissarra; 2- gres; 3- nivells clorítics; 4- nivells clorítics rics en magnetita; 5- nivells hematítics; 6- nivells magnetítics.

Figura 6.25. Mineralización «Pozo del Cobus»: columnas estratigráficas de los dos afloramientos (Po-1 y Po-2). 1- Pizarra; 2- arenisca; 3- nivel clorítico; 4- nivel clorítico con magnetita; 5- nivel hematítico; 6- nivel magnetítico.

per aquestes fractures ha progressat una intensa alteració supergènica a goethita que emmascara bona part de les associacions anteriors. La goethita forma creixements pel·liculars o botrioïdals en fractures, o bé pseudomorfs.

6.5.1.2. Nivells hematítics

Estan constituïts per quars i hematites, però hi predomina el quars fanerocristal·lí. L'aspecte en mostra de ma és massís, i s'hi aprecien vetes de quars més tardà.

6.5.1.3. Nivells clorítics

Constitueixen paquets amb una potència que pot superar 1,5 m, que intercalen nivells de magnetita, i en alguns casos formen fines alternances amb les pissarres. Estan formats essencialment per clorita, però presenten quantitats variables de quars i magnetita.

6.5.1.4. Intercalacions detrítiques

Es tracta de passades de gruix centimètric a decimètric de gresos i pissarres. S'hi distingeixen vetes de clorita.

6.5.2. MINERALOGIA I TEXTURES

Des del punt de vista de la seva composició mineral, l'índex del Pou del Mas del Cobus és molt diferent als dipòsits del Mas del Mestre i del Mas del Botó, doncs la magnetita és la mena metàl·lica que hi predomina, i no hi apareixen els nivells feldspàtics.

Com en els altres dipòsits, el fet que aparegui un bandat composicional aconsella descriure'n la mineralogia de cada litofàcies per separat.

6.5.2.1. Nivells de magnetita

L'estudi microscòpic revela la presència d'una certa diversitat de fases minerals, per bé que aquestes es troben en quantitats baixes.

Magnetita-maghemita

La magnetita està parcialment pseudomorfitzada per maghemita, en un procés de reemplaçament

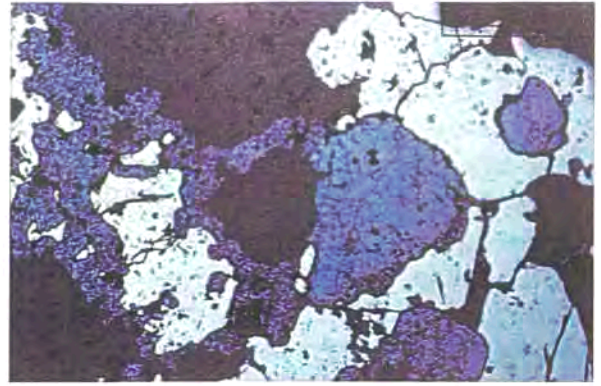


Figura 6.26. Detall del reemplaçament de la pirita per magnetita en els nivells magnetítics; el conjunt es troba reemplaçat per goethita. Camp, 2.8 mm.

Figura 6.26. Detalle del reemplazamiento de cristales de pirita por magnetita en los niveles magnetítics; el conjunto está reemplazado por goethita. Campo, 2.8 mm.

selectiu per les vores i a través de les exfoliacions. Els seus cristalls tendeixen a ser idiomorfs, i de mida força gran (assoleix algun mm). En molts grans s'aprecia una zonació concèntrica. La magnetita es troba a la vegada parcialment reemplaçada per quars.

Quars

La mida de gra pot arribar a algun mm, però normalment és inferior. La textura que desenvolupa és granular, amb vores bastant regulars que tendeixen a formar agregats granoblàstics. Generalment els cristalls són al·lotriomorfs, encara que sovint desenvolupen un hàbitus prismàtic, i òpticament destaquen per presentar extinció ondulant. Els cristalls de quars són molt rics en inclusions sòlides, particularment clorita, epidota, petits cristalls d'hematites d'hàbitus tabular, i més rarament calcita. Aquestes inclusions permeten diferenciar dues generacions de quars. La primera és rica en inclusions; la segona no en presenta i es disposa tant en vetes com en envoltos dels grans anteriors. Tots els cristalls de quars de la segona generació són syntaxials amb els de la primera.

Els cristalls de quars contenen abundants inclusions fluides (encara que de mida mot petita) que han estat objecte d'un estudi microtermomètric. Respecte a la magnetita, aquest quars té un caràcter clarament tardà, doncs inclou els grans de magnetita i els reemplaça, preferentment a través de les exfoliacions.

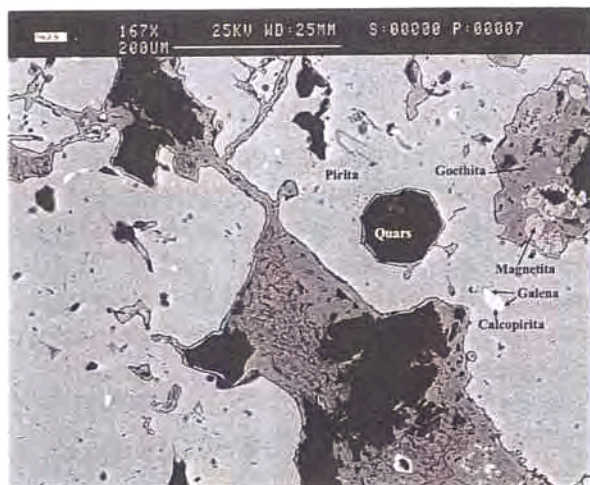


Figura 6.27. Cristalls de pirita amb inclusions de galena i calcopirita, parcialment reemplaçats per magnetita; el conjunt és reemplaçat per goethita. Imatge de SEM, BSE.

Figura 6.27. Cristales de pirita con inclusiones de galena y calcopirita, parcialmente reemplazados por magnetita; el conjunto es reemplazado por goethita. Imagen de SEM-BSE.



Figura 6.28. Cristall de scheelita (to més fosc) reemplaçat per stolzita (diverses composicions, tons més clars). Imatge de SEM-BSE.

Figura 6.28. Cristal de scheelita (tono más oscuro) reemplazado por stolzita (diversas composiciones, tonos más claros). Imagen de SEM-BSE.

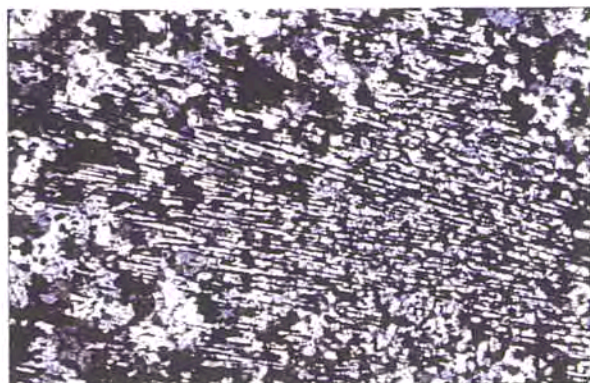


Figura 6.29. Nivells hematítics: cristalls tabulars d'hematites, associats a quars microcristal·lí. Luz transmesa, amb analitzador. Camp, 5.6 mm.

Figura 6.29. Niveles hematíticos: cristales tabulares de hematites, asociados a cuarzo microcristalino. Luz transmitida, con analizador. Campo, 5.6 mm.

Sulfurs

L'únic sulfur que es troba en proporcions significatives (tot i que inferiors al 2%) és la pirita, i normalment es troba en cristalls de morfologia cúbica hipidiomorfa aïllats. Més rarament, la pirita arriba a formar agregats mil·limètrics de cristalls hipidiomorfs.

En la major part dels casos observats ambdòs tipus de pirita estan reemplaçats per magnetita (fig. 6.26), la qual reemplaça al sulfur a partir de vores de gra i microfractures irregulars dins de la pirita. Aquest reemplaçament pot ser molt extensiu, fins al punt que, de vegades, sols resten petites inclusions de pirita (de mida inferior a 25 μm) a l'interior dels cristalls de magnetita. Aquests cristalls contenen petites inclusions de galena i calcopirita; els grans d'aquests minerals no superen les 20 μm (Figura 6.27).

Altres minerals

Quantitats menors de scheelita (CaWO_4), apareixen associades al quars. Els grans assoleixen mides superiors a 500 μm . Els cristalls són al·lotriomorfs i estan reemplaçats per stolzita selènica ($(\text{Pb,Fe,Ca})(\text{W,Mo,Se})\text{O}_4$) com s'aprecia a la figura 6.28.

Molt rarament, s'han localitzat petits grans de cassiterita (d'una mida inferior a 10 μm) inclosos dins pirita.

Productes de la meteorització dels nivells de magnetita

Com a producte de la meteorització de la magnetita es forma goethita, que es disposa en petites fractures o com a pseudomorfs.

6.5.2.2. Nivells hematítics

Al microscopi es reconeix una textura complexa, amb una primera associació de quars amb hematites microcristal·lina i hàbit tabular, que es veu reemplaçada de forma molt irregular per noves generacions de quars amb hematites de gra molt fi. En general, l'aspecte d'aquesta associació és, a grans trets, semblant al de l'associació de quars amb magnetita dels nivells magnetítics (fig. 6.29).

Els cristalls de quars són molt rics en inclusions sòlides i fluides. Les inclusions són de mida de

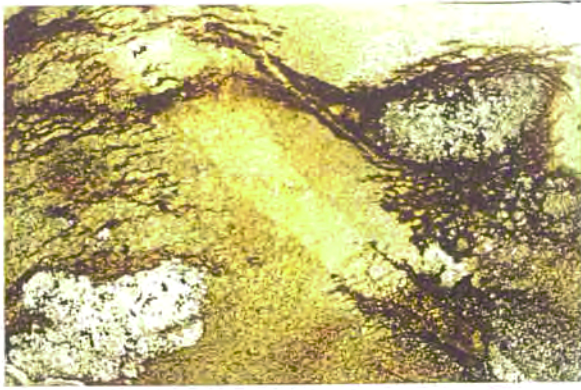


Fig. 6.30. Nivells clorítics de gra fi afectats per esquistositat. Llum transmesa, sense analitzador. Camp, 5,6 mm.

Figura 6.30. Niveles cloríticos de grano fino afectados por esquistosidad. Luz transmitida, sin analizador. Campo, 5,6 mm.

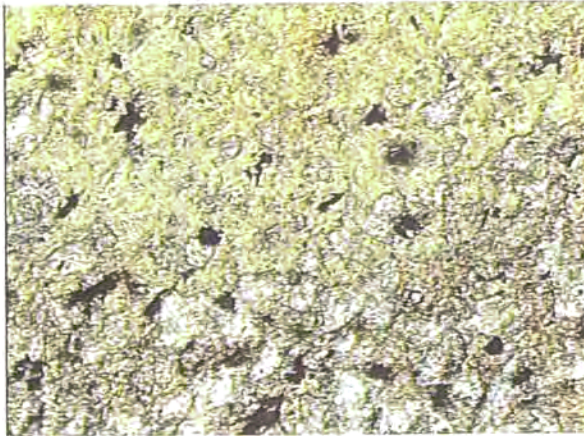


Figura 6.31. Gres parcialment reemplaçat per clorita de gra fi. La clorita presenta pirita i rútil associats. Llum transmesa, sense analitzador. Camp, 2,8 mm.

Fig. 6.31. Arenisca parcialmente reemplazada por clorita de grano fino. Asociados a la clorita aparecen pirita y rutilo. Luz transmitida, sin analizador. Campo, 2,8 mm.

gra molt fina, i rarament ultrapassen les 50 micres. Es tracta principalment de cristalls aciculars d'hematites, però també de sericita i d'annita.

6.5.2.3. Nivells clorítics

Estan formats essencialment per clorita amb quantitats variables, però generalment molt baixes, de quars; altres minerals presents a l'associació són epidota, actinolita i rutil. Sovint presenten bandes silíciques intercalades, que actuen com a nivells en els que es refracta l'esquistositat (figura 6.30).

L'epidota pot estar concentrada en bandes de gruix inframil·limètric. Forma cristalls d'hàbit

prismàtic curt, desorientats, de menys de 50 micres de longitud. No s'hi aprecia zonació.

La ilmenita és molt menys abundant. La cassiterita és molt escassa i apareix associada al rutil; ha estat trobada en fractures a l'interior de cristalls d'aquest mineral. La presència de petits cristalls de zircó origina abundants aurèoles metamíctiques desenvolupades en la clorita. La monazita és present en petites quantitats. Normalment és rica en Ce, però s'ha trobat un gra zonat de més de 50 μm , amb el nucli molt ric en Th. Petites quantitats de sericita reemplacen la clorita.

La clorita és majoritàriament de gra fi, i els cristalls es disposen segons una direcció preferent (S_0) que coincideix amb el bandat litològic (clorita₍₁₎). En alguns sectors (nivells i vetes) predomina una clorita de mida de gra mitja a gran, disposada en feixos desorientats, producte de la recristal·lització de l'anterior (clorita₍₂₎).

El quars tendeix a disposar-se en nivells formats per grans amb morfologies totalment irregulars. Aquests nivells són tallats per vetes de clorita₍₂₎.

6.5.2.4. Gresos

Es tracta de grauvacques de gra mig, formades essencialment per grans subarrodons de quars amb una matriu de fil·losilicats de gra molt fi (probablement, il·lita). Cap al sostre de la mineralització apareix un paquet de gresos que es caracteritza perquè aquests fil·losilicats es troben reemplaçats per una associació de clorita amb petites quantitats de pirita (Figura 6.31). La disposició dels cristalls d'aquests minerals és desorientada. De la mateixa manera que en el cas dels nivells de clorita, la clorita que es troba en aquesta associació inclou petites quantitats de rutil, apatita i zircó.

La clorita també es disposa en vetes de potència centimètrica que tallen els gresos, i en les que es reconeixen els mateixos minerals accessoris.

6.5.3. DISCUSIÓ

La mineralització dels afloraments que hem anomenat «Pou del Cobus» presenta una successió mineral complexa, i què es pot resumir en la figura 6.32. Aquesta seqüència inclou una primera etapa de formació de sulfurs, que es veuen reemplaçats primer per una silicificació acompanyada inicialment per magnetita i després per hematites, en el que suposa un increment de la fO_2 .

Cal remarcar que aquests indicis es van

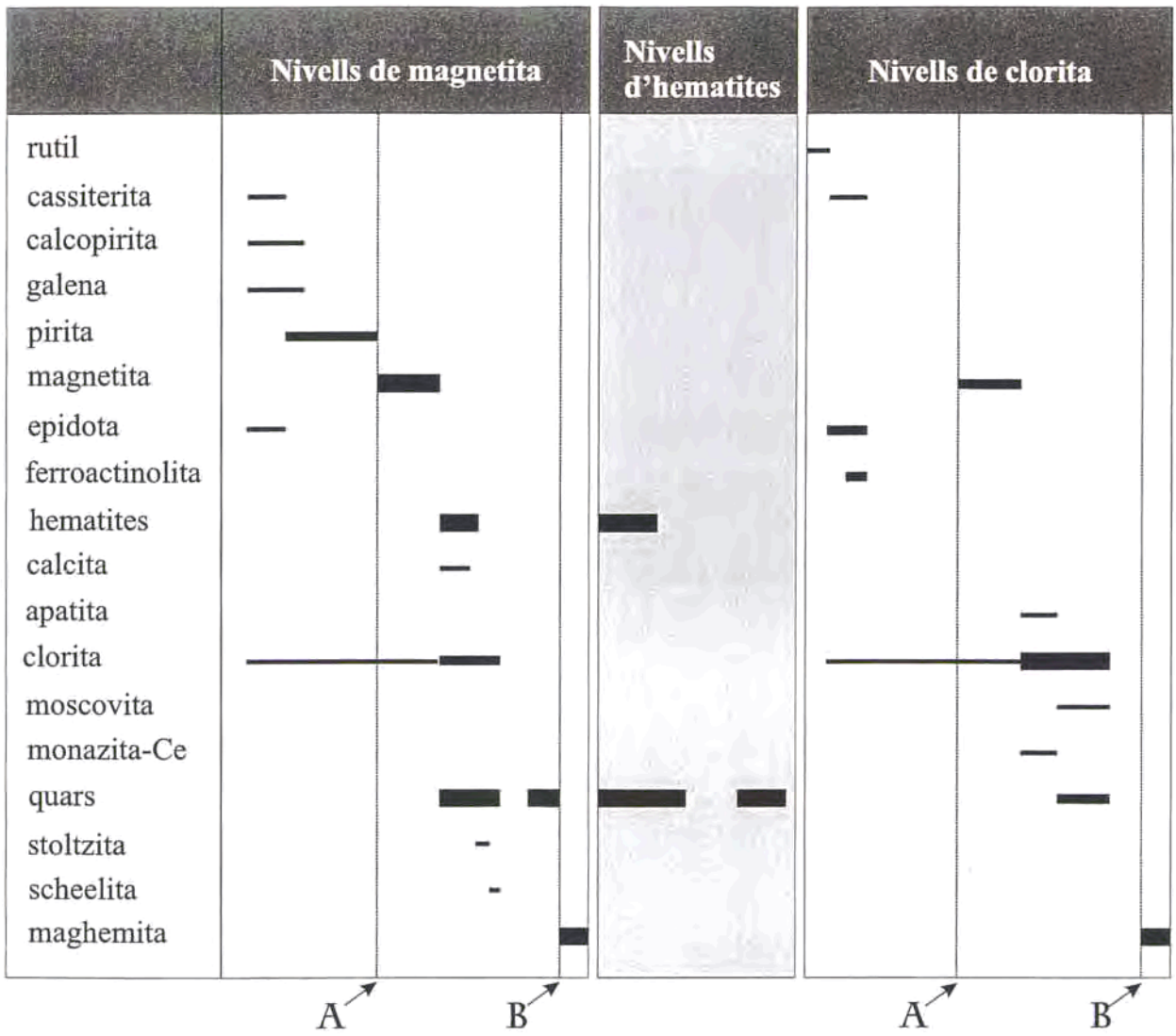


Figura 6.32. Seqüència de formació dels minerals del Pou del Mas del Cobus, en els nivells de magnetita i en els de clorita. A = silicificació; B = alteració supergènica.

Figura 6.32. Secuencia de formación de los minerales del Pou del Mas del Cobus, en los niveles de magnetita y en los de clorita. A = silicificación; B = alteración supergénica.

considerar històricament com a gossans, com consta en alguns antics informes miners de començament de segle. Tanmateix, per bé que hi ha efectivament una etapa d'oxidació meteòrica, traduïda en la formació de goethita, aquesta és molt tardana, i desenvolupa les típiques textures de creixement lliure en cavitats boxwork i agregats botrioïdals. La maghemita també es pot assignar a una etapa inicial del procés supergènic, i es forma típicament a partir de la magnetita.

Com s'ha esmentat, hi ha una intensa cloritització dels materials detrítics, i aquesta cloritització és anterior a la deformació herciniana, com ho prova el fet d'estar afectada per esquistositat.

Es difícil assignar un moment per a la formació de la mineralització més oxidada, però cal tenir present que està associada a la silicificació. Les textures que s'hi observen no són clares a l'hora d'establir la seva relació temporal amb la deformació.

6.6. INDICIS DEL MAS DEL BOTÓ (Zn-Cu-Pb)

A les proximitats del Mas del Botó existeixen un conjunt d'afloraments corresponents a una mineralització estratiforme rica en calcosilicats. També es reconeixen restes d'activitat extractiva l'objecte de la qual era, precisament, la mineralització estratiforme. Malhauradament, els afloraments en els quals s'aprecia la mineralització són pocs i estan parcialment coberts, i les antigues obres d'explotació (pous) van ser tapats pels pagesos ja fa molts anys.

La conca de l'Alforja va ser explotada a començaments de segle XX, principalment per als filons com hem assenyalat anteriorment, i com en dona testimoni Muñoz y García-Lomas (1913), però és amb anterioritat a aquesta època que es va fer el pou del mas del Botó, amb una fondària d'uns 9 m, al fons dels quals es va obrir una galeria per reconèixer el dipòsit de sulfurs massissos. Es va identificar una capa d'esfalerita de 2.75 m de gruix, amb quantitats menors de galena, la qual es va descriure com a filó. L'indici del Botó és l'únic indret de la conca minera de l'Alforja en què es va intentar expressament desenvolupar l'explotació de nivells de sulfurs massissos.

6.6.1. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT

La morfologia del dipòsit del Mas del Botó és clarament estratiforme. La potència màxima aflorant del tram mineralitzat és de 2 m, com es pot apreciar a la llera del riu Cortiella (Figura 6.33).

La mineralització consisteix, a grans trets, en alternances de nivells decimètrics rics en sulfurs (pirita, calcopirita, esfalerita i galena) i magnetita, de nivells de clorita i calcosilicats, i de nivells de feldspat (Fig. 6.34). Lateralment la mineralització dona lloc a nivells de calcosilicats i de clorita, de potència decimètrica, encaixats en les pissarres grises.

La mineralització es troba afectada per les diferents fases de la deformació herciniana (Fig. 6.35). Aquest fet es confirma als afloraments de la llera del Cortiella, on es reconeixen uns nivells de calcosilicats amb clorita intercalats en nivells feldspàtics,

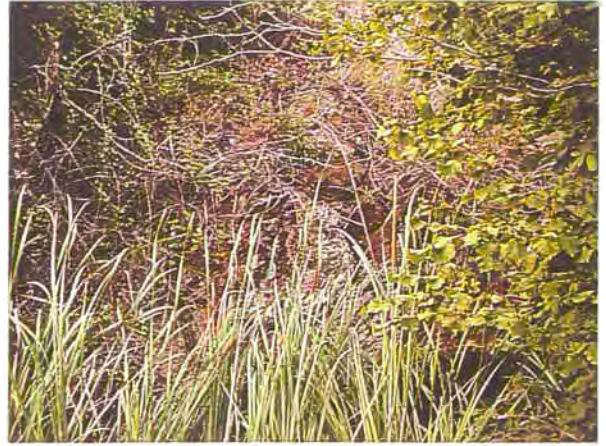


Figura 6.33. Aspecte de l'aflorament de sulfurs massissos del Mas del Botó en la llera del riu Cortiella, parcialment tapat recentment per vegetació.

Figura 6.33. Aspecto del afloramiento de sulfuros masivos del Mas del Botó en el cauce del río Cortiella, tapado recientemente por vegetación.

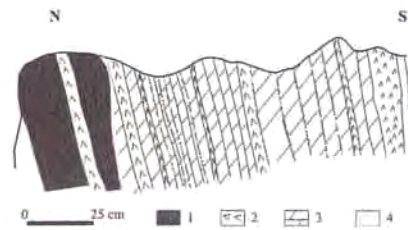


Figura 6.34. Esquema de l'aflorament del tram mineralitzat a la llera del Cortiella. 1- nivells rics en sulfurs, 2- calcosilicats, 3- nivells feldspàtics, 4- nivells de clorita.

Figura 6.34. Esquema del afloramiento del tramo mineralizado en el cauce del Cortiella. 1- niveles ricos en sulfuros, 2- calcosilicatos, 3- niveles feldespáticos, 4- niveles de clorita.

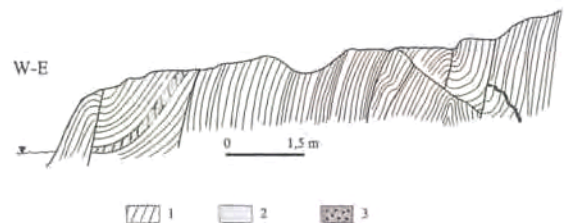


Figura 6.35. Estil de la deformació de les pissarres que encaixen el tram mineralitzat a la capçalera del Cortiella. 1- pissarres namurianes, 2- calcosilicats amb sulfurs, 3- breixa magmàtica.

Figura 6.35. Estilo de la deformación de las pizarras que encajan el tramo mineralizado en la cabecera del Cortiella. 1- pizarras namurianas, 2- calcosilicatos con sulfuros, 3- brecha magmática.

clarament plegats per la deformació herciniana (Figura 6.36).

A escala de detall, es poden diferenciar en el tram mineralitzat del Mas del Botó alternances d'una sèrie de níquells que es detallen tot seguit.

6.6.1.1 Nivells verds (clorita i calcosilicats)

Els nivells de calcosilicats tenen molta continuïtat lateral; es poden reconèixer en diversos afloraments de la zona, el més allunyat dels quals es troba a uns 200 m a l'Oest del Mas del Botó. Normalment no passen de 20 cm de potència. Estan constituïts per clorita, calcosilicats (epidota i granat càlcic), quars i calcita, i sulfurs en quantitats variables. Es disposen en alternances centimètriques amb els nivells feldspàtics i els nivells rics en sulfurs. Lateralment aquestes alternances donen lloc a nivells verds encaixats directament en pissarres.

6.6.1.2. Nivells rics en sulfurs

El més potent que s'ha reconegut no supera els 20 cm, però tenint en compte les mostres trobades a les escombreres és molt probable que n'hi hagi de més potents que no aflorin. Els nivells rics en sulfurs que afloren presenten una important alteració supergènica a minerals oxidats. Els nivells de sulfurs poden formar alternances centimètriques amb nivells de calcosilicats i clorita (figures 6.37-38).

6.6.1.3 Nivells de feldspat

El feldspat apareix en aquest dipòsit associat a clorita i quars, i forma nivells que alternen amb nivells rics en calcosilicats i clorita. Tanmateix, l'aspecte que presenten aquests nivells *a visu* és força diferent al dels nivells feldspàtics reconeguts en els altres dipòsits (que podien ser confosos amb chert); a primera vista són difícils de diferenciar d'un carbonat micrític (Figura 6.36), i sols es poden distingir en tall fresc per la seva duresa elevada.

6.6.1.4. Encaixant pelític

Són essencialment pissarres grises, amb alguna intercalació decimètrica de gresos. Encaixen al conjunt de la mineralització (sulfurs, nivells verds i nivells de feldspats), i directament als nivells verds de potència decimètrica que lateralment són equivalents a la mineralització.



Figura 6.36. Alternances plegades de nivells verds (epidota-clorita) amb nivells feldspàtics.

Figura 6.36. Alternancias plegadas de niveles verdes (epidota y clorita) y niveles feldespáticos.



Figura 6.37. Detall dels trams rics en esfalerita, associada a calcosilicats. Amplitud del camp = 15 cm.

Figura 6.37. Detalle de tramos ricos en esfalerita, asociada con calcosilicatos. Amplitud del campo = 15 cm.



Figura 6.38. Detall dels nivells rics en pirita, associats també a calcosilicats. Amplitud del camp = 11 cm.

Figura 6.38. Detalle de los tramos ricos en pirita, asociados también a calcosilicatos. Amplitud del campo = 11 cm.

A més de les litofàcies descrites, en els indicis del Mas del Botó es reconeix una generació de vetes no deformades que tallen tant els nivells de feldspat, com els nivells verds.

6.6.2. MINERALOGIA I TEXTURES

A l'igual que en el dipòsit del Mas del Bessó, la mineralització està majoritàriament lligada a un tram de la sèrie en el què lateralment, a dos kilòmetres, hi ha descrits nivells de carbonats (Melgarejo, 1987). També, com en el Mas del Bessó, s'aprecien moltes evidències de reemplaçaments entre minerals. La mineralització es caracteritza per presentar un bandat en el que alternen nivells rics en sulfurs amb nivells rics en calcosilicats i clorita.

Els diferents nivells presenten importants diferències mineralògiques i texturals entre ells, que es descriuen tot seguit.

6.6.2.1. Nivells verds (clorita i calcosilicats)

Els nivells verds estan formats per una associació microgranuda de diverses generacions de clorita, granat càlcic i epidota, amb quantitats variables de quars, calcita, pirita i magnetita (figures 639-40-419). En quantitats accessòries hi ha apatita, en cristalls hipidiomorfs d'unes 25 μm , i al·lanita rica en Ce, molt més escassa.

La major part dels minerals són de gra molt fi, tret del granat. És freqüent observar una avançada silicificació afectant a aquests nivells.

Epidota

Com en el dipòsit del Mas del Bessó, l'epidota arriba a constituir veritables nivells quasi monomineràlics, però en el cas del Mas del Botó, els nivells d'aquestes característiques són molt menys abundants.

Els nivells epidòtics són de potència mil·limètrica, i l'epidota és de gra fi (Figura 6.40). Presenten un aspecte *aboudinat*, doncs estan generalment intercalats entre nivells essencialment clorítics. Els nivells d'epidota estan fracturats. En molts casos els cristalls d'epidota es troben parcialment reemplaçats per clorita de gra fi (clorita I). La formació de l'epidota és anterior a la cristallització del granat. També es reconeixen nivells relictos d'epidota en zones molt silicificades.

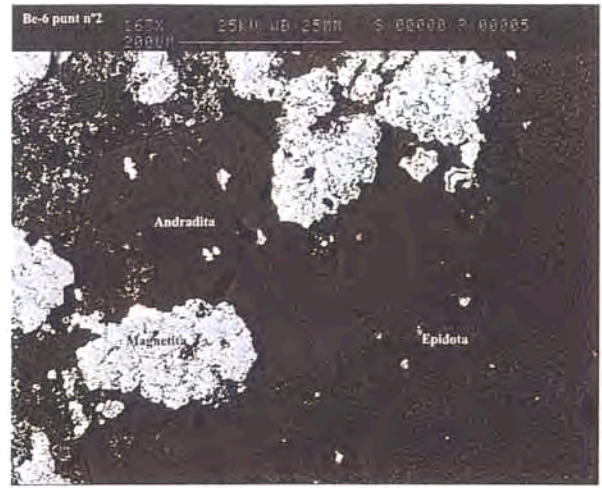


Figura 6.39. Cristalls de granat càlcic parcialment reemplaçats per magnetita.

Figura 6.39. Cristales de granate càlcico parcialmente reemplazados por magnetita.

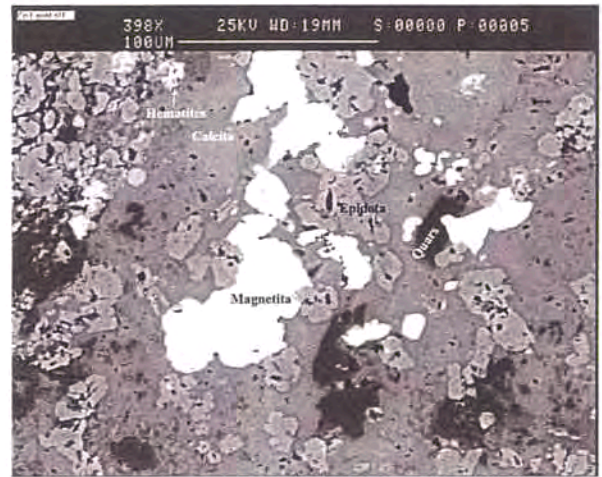


Figura 6.40. Nivell verd amb magnetita, format essencialment per epidota i calcita.

Figura 6.40. Nivel verde con magnetita, formado esencialmente por epidota y calcita.

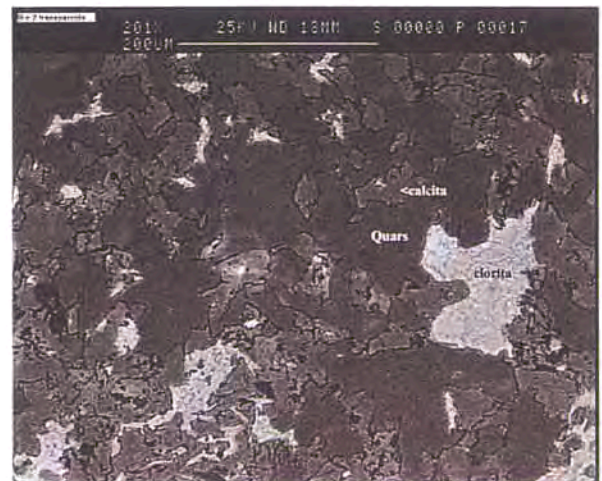


Figura 6.41. Nivell verd amb quars (Si), calcita (Ca/Mn(Fe)) i clorita (Fe/Si).

Figura 6.41. Nivel verde con cuarzo (Si), calcita (Ca/Mn(Fe)) y clorita (Fe/Si).

Clorita I

La clorita és molt abundant en aquest dipòsit. En primer lloc apareix formant nivells, juntament amb quantitats menors d'epidota de gra fi. La clorita que conforma aquests nivells es disposa en agregats orientats segons S_0 . Localment els cristalls de clorita estan afectats per una segona esquistositat (S_1), associada al plegament hercinià. Per altra banda, cristalls de clorita es disposen en possibles estructures de tipus «necking» entre nivells rics en epidota, la qual cosa indicaria la seva formació durant la deformació i el metamorfisme regional.

Calcita I

En el dipòsit del Mas del Botó es diferencien dues generacions de calcita.

En primer lloc, hi ha una calcita que forma cristalls idiomorfs d'unes 50 μm , disseminats per tota la mineralització (Figura 6.41). Aquesta calcita, de caràcter relict, es troba parcialment reemplaçada per quars i clorita.

Granat càlcic

Juntament amb la clorita, és el component principal dels nivells verds, a diferència del Mas del Bessó, on predomina l'epidota. El granat es disposa clarament en bandes que alternen amb calcita de gra gruixut (calcita II, que descriurem a continuació). Els cristalls de granat són idiomorfs i poden assolir mides superiors a 250 μm ; en aquest cas tenen caràcter poiquiloblàstic, doncs inclouen grans d'epidota (Figura 6.39), amfíbol i pirita.

En la major part del dipòsit, els cristalls de granat han estat pseudomorfitzats per clorita, de vegades completament. En alguns cristalls s'observa un reemplaçament selectiu del granat per una segona generació de clorita (que serà descrita a continuació) seguint zones concèntriques. Finalment, els intersticis entre els cristalls de granat alterat es veuen ocupats per quars microcristal·lí, lligat a una silicificació tardana. És a aquesta silicificació tardana amb la que s'associen els sulfurs.

Clorita II

Es pot diferenciar una altra generació de clorita que reemplaça els cristalls de granat, d'epidota i de calcita poiquiloblàstica. Aquesta clorita és de gra

molt fi en el cas que reemplaça els granats, i forma cristalls paral·lels entre si i perpendiculars a les cares del cristall de granat precursor.

Calcita II

És molt més abundant que la primera, i apareix en forma de grans cristalls de calcita, al·lotriomorfs i poiquiloblàstics.

Quars

El quars és molt abundant, i és posterior a la resta de minerals descrits anteriorment. Es forma en el marc d'una silicificació que de vegades arriba a reemplaçar completament aquests nivells, donant lloc a nivells quasi monomineràlics silícics.

Normalment els grans de quars són al·lotriomorfs, i presenten unes vores molt irregulars. La mida de gra és molt variable, però és sempre microcristal·lí (entre 100 i 500 μm).

6.6.2.3. Nivells rics en sulfurs

Mineralògica i texturalment són molt similars als nivells verds, però tenen una major proporció de sulfurs disseminats. No s'han pogut identificar en aflorament veritables nivells de sulfurs massissos; en algun cas s'aprecia en els materials disponibles d'escombrera alternances centimètriques de silicats i sulfurs. Els sulfurs es troben associats a magnetita, i a una ganga de quars, clorita, granat càlcic i calcita.

Les menes presents en el dipòsit són, per ordre d'abundància: pirita, esfalerita, galena, magnetita, calcopirita, pirrotita i marcassita; hi ha quantitats molt més petites de scheelita i stolzita. Per altra banda, la seqüència de cristal·lització d'aquests sulfurs inclou processos de reemplaçament.

La pirita és el primer sulfur en formar-se (pirita I). És hipidiomorfa, amb una mida de gra entre 100 μm i 5 mm, i es disposa en nivells. Es caracteritza també pel seu caràcter poiquiloblàstic, doncs conté inclusions d'epidota, granat i clorita.

La galena, l'esfalerita, i la pirrotita formen agregats de mida de gra mig (250 a 500 μm), que reemplaçen a la pirita per les vores de gra i per fractures (figura 6.24). Aquests agregats es caracteritzen per desenvolupar una textura granoblàstica, amb vores de gra corbes i formant contactes entre grans a 120°. La galena, però, té certa tendència a disposar-se intersticialment

respecte als altres sulfurs (figura 6.43). La pirrotita està parcialment reemplaçada per pirita tardana (pirita II, en *bird's eye*).

La calcopirita és escassa, i apareix sobretot com a petites inclusions (d'unes 25 μm) en les exfoliacions, vores de gra i plans de macla de l'esfalerita (*chalcopyrite disease*), o en vetes irregulars en aquest mineral, sovint en associació amb pirrotita.

La marcassita apareix associada a la pirita en les textures de tipus *bird's eye*, i en agregats fibrosos que reemplacen a la pirita primària.

La magnetita és abundant en els nivells rics en sulfurs. Forma agregats constituïts per cristalls hipidiomorfs d'hàbit octaèdric, de 100 μm com a mida màxima d'aresta. Aquesta magnetita reemplaça els sulfurs a partir de les vores de gra i fractures (figura 6.44), en associació amb una generació tardana de calcita.

Alteració supergènica

Els nivells rics en sulfurs presenten una avançada meteorització en els afloraments que s'han pogut estudiar. Com a conseqüència, els sulfurs han estat parcialment reemplaçats per minerals supergènics, principalment goethita, però també hidrozincita, cerussita i malaquita. Aquests minerals usualment formen envoltos botrioidals superficials sobre els grans de sulfurs, o bé els pseudomorfitzen. També apareixen en fractures de molt escassa potència.

Per altra banda, els cristalls de magnetita estan parcialment reemplaçats per maghemita, especialment a les seves vores i fractures.

6.6.2.4 Nivells de feldspat

En el dipòsit del Mas del Botó no falten els nivells feldspàtics. La mineralogia d'aquests nivells és relativament simple: feldspat potàssic de gra molt fi, en associació amb clorita, quars i quantitats variables de calcita i epidota de gra fi (unes 30 μm).

6.6.2.5. Vetes

El reompliment d'aquestes vetes consisteix en una successió dels següents minerals, que llistem per ordre de formació: epidota idiomòrfica de mida de gra mig (fins a 200 μm), calcita, quars, pirita, scheelita i stolzita. La calcita i el quars formen cristalls al·lotriomorfs de mida de gra molt variable.



Figura 6.42. Reemplaçament cristalls idiomorfs de pirita (Py) per esfalerita (Sp). Llum reflectida, sense analitzador. Amplitud del camp = 1,25 mm.

Figura 6.42. Reemplazamiento de cristales idiomorfs de pirita (Py) por esfalerita (Sp). Luz reflejada, sin analizador. Amplitud del campo = 1,25 mm.

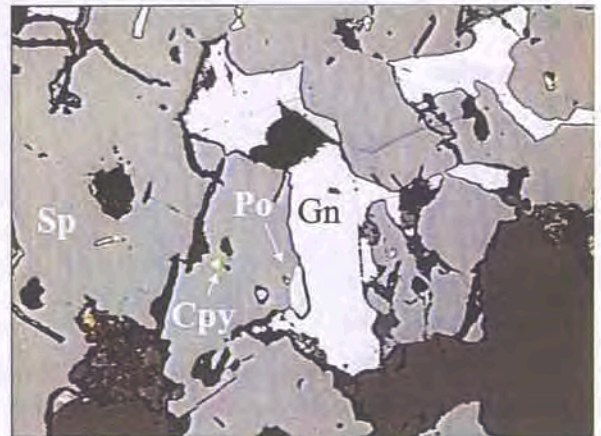


Figura 6.43. Vores d'equilibri entre esfalerita (Sp) i galena (Gn). La calcopirita (Cpy) i la pirrotita (Po) formen inclusions dins dels grans d'esfalerita. Llum reflectida. Amplitud del camp = 1,25 mm.

Figura 6.43. Bordes de equilibrio entre esfalerita (Sp) y galena (Gn). La calcopirita (Cpy) y la pirrotita (Po) forman inclusiones dentro de los granos de esfalerita. Luz reflejada. Amplitud del



Figura 6.44. Reemplaçament d'esfalerita (Sp) i granat càlcic (Grt) per magnetita (Mag). Llum reflectida, sense analitzador. Amplitud del camp = 1,25 mm.

Figura 6.44. Reemplazamiento de esfalerita (Sp) y granate cálcico (Grt) por magnetita (Mag). Luz reflejada, sin analizador. Amplitud del campo = 1,25 mm.

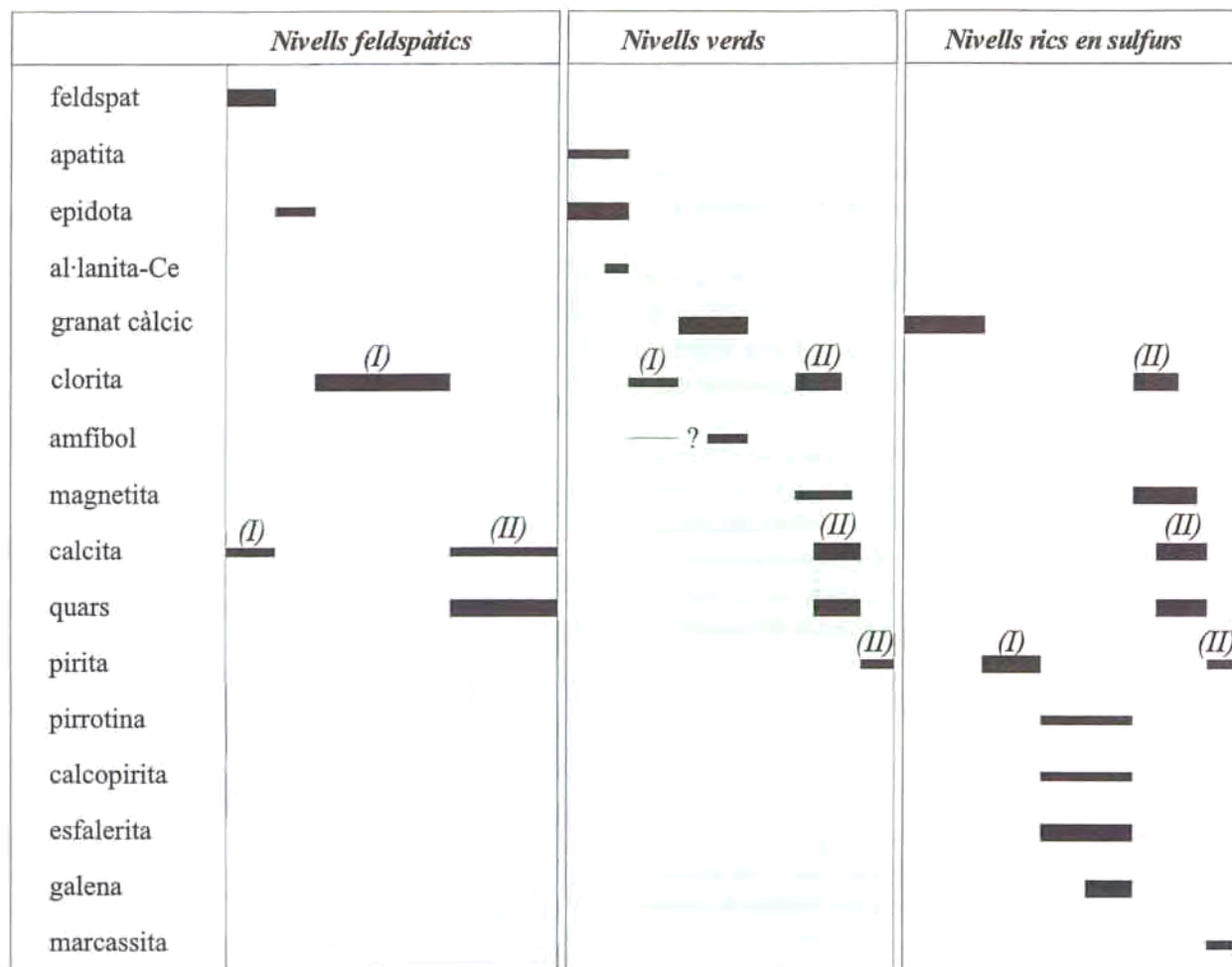


Figura 6.45. Seqüència deposicional per a cada litologia del dipòsit del Mas del Botó.

Figura 6.45. Secuencia deposicional para cada litología del depósito del Mas del Botó.

La scheelita forma cristalls idiomorfs a hipidiomorfs de fins a 3 mm de diàmetre; la stolzita forma cristalls idiomorfs d'aspecte bipiramidat agut i de fins a 500 µm de llargada, que reemplacen per les vores a la scheelita. Aquesta associació de scheelita i stolzita és la mateixa que ha estat descrita a l'aflorament del Pou del Cobus.

6.6.3. ESTUDI TEXTURAL

Les textures que predominen en el dipòsit del Mas del Botó són bàsicament textures de reemplaçament que emmascaren les textures primàries predeformatives de la mineralització.

És a partir d'aquestes textures de reemplaçament i de les predeformatives que s'ha establert per aquest dipòsit la seqüència de cristal·lització, la qual es sintetitza en la figura 6.45.

6.6.3.1. Textures predeformatives

La única textura interpretable com a predeformativa que es reconeix és el bandat mineralògic, que en aquesta mineralització sols es conserva parcialment. El bandat consisteix en alternances centimètriques de nivells rics en sulfurs, nivells verds (clorita i calcosilicats), i localment nivells feldspàtics. En detall, els nivells verds consisteixen en alternances mil·limètriques entre nivells d'epidota, de clorita i de granat.

Els nivells clorítics de gra fi presenten una foliació que coincideix amb la foliació predeformativa S_0 (paral·lela a l'estratificació).

6.6.3.2. Textures de deformació. Com a textures deformatives que es preserven en el dipòsit del Mas del Botó podem reconèixer les següents:

a- Plegament: Els plecs que afecten tant a la mineralització com a l'encaixant sedimentari són observables a escala d'aflorament (Figura 6.35), a escala de mostra de mà i a escala microscòpica.

b- Esquistositat: L'esquistositat és molt poc penetrativa. Només ha estat reconeguda en els nivells clorítics de gra més fi, en els quals arribem a diferenciar la S_0 (paral·lela al bandat litològic) i S_1 (esquistositat de pla axial dels plecs hercinians).

6.6.3.3. De recristal·lització

Durant la recristal·lització associada al metamorfisme tèrmic es produeix el creixement de la pirita, que forma grans cristalls poiquiloblàstics, similars a la pirita₍₁₎ descrita en el dipòsit del Mas del Mestre.

6.6.3.4. De reemplaçament

A escala microscòpica les textures que predominen en aquest dipòsit són les textures de reemplaçament mineral.

Els nivells de feldspat es troben parcialment reemplaçats per epidota i clorita. Tammateix, l'associació formada per clorita, epidota de gra fi, i sulfurs forma fines alternances amb els nivells feldspàtics. El granat càlcic es forma posteriorment, com es dedueix del seu caràcter poiquiloblàstic (amb inclusions d'epidota, amfíbol i sulfurs).

El següent episodi contempla una intensa silicificació, amb la que estan associats els sulfurs, tot i que aquests són una mica més tardans.

El darrer episodi implica el reemplaçament dels sulfurs per magnetita.

6.7. INDICI DEL MAS DEL LICORT (Pb-Zn-Cu)

L'indici del Mas del Licort consisteix en un nivell mineralitzat de potència decimètrica (fins a 15 cm), amb sulfurs (pirita, marcassita, esfalerita, calcopirita i galena), i encaixat en pissarres grises de la unitat d'Ulldemolins, que és interceptat per una antiga galeria de mina situada 270 m al Nord dels afloraments del Mas del Mestre (figura 6.46). Nivells feldspàtics de potència molt reduïda (alguns cm) es troben associats a la mineralització.

6.7.1 MINERALOGIA

La mineralització del Mas del Licort, de la mateixa manera que la resta d'indicis estudiats a la Vall Alta del Cortiella, es caracteritza pel bandat mineralògic. El nivell mineralitzat és ric en sulfurs, que es disposen en nivells centi-mil·limètrics i també disseminats (figura 6.47). Les textures predominants indiquen que la mineralització s'ha format a partir de processos de reemplaçament (fig. 6.48). Bona part de la mineralització es troba afectada per una intensa silicificació. És en les zones silicificades on els sulfurs es troben en disseminacions.

6.7.1.1. Nivells mineralitzats

Estan constituïts per nivells de sulfurs que alternen amb altres nivells de potència similar de clorita i de calcita rics en sulfurs disseminats.

Menes metàl·liques

Els sulfurs que han estat identificats en aquesta mineralització són pirita, marcassita, esfalerita, calcopirita i galena.

La pirita és el més abundant i es disposa en cristalls idiomorfs amb una mida que pot superar 500 μm . També la trobem en agregats esquelètics de gra molt fi, i en agregats de cristalls al·lotriomorfs que es disposen seguint el bandat litològic, de potència mil·limètrica. Els cristalls de pirita són poiquiloblàstics i engloben cristalls de clorita, quars, calcita, marcassita i esfalerita. Localment la pirita s'emplaça en fractures indeformades de potència submil·limètrica.

La marcassita també és molt abundant, i es veu reemplaçada per pirita. Aquesta marcassita, per altre banda, sembla haver-se format per reemplaçament de cristalls de pirrotita, doncs malgrat no existir relictos d'aquest mineral, els agregats semblen reemplaçar un mineral precursor a partir de les seves exfoliacions. Els agregats estan formats per cristalls d'hàbitus prismàtic de fins a 200 μm de longitud.

La calcopirita, la esfalerita i la galena apareixen disseminades en la mineralització, i amb freqüència com a inclusions dins la pirita. La mida de gra d'aquests minerals és molt fina (unes 50 μm).

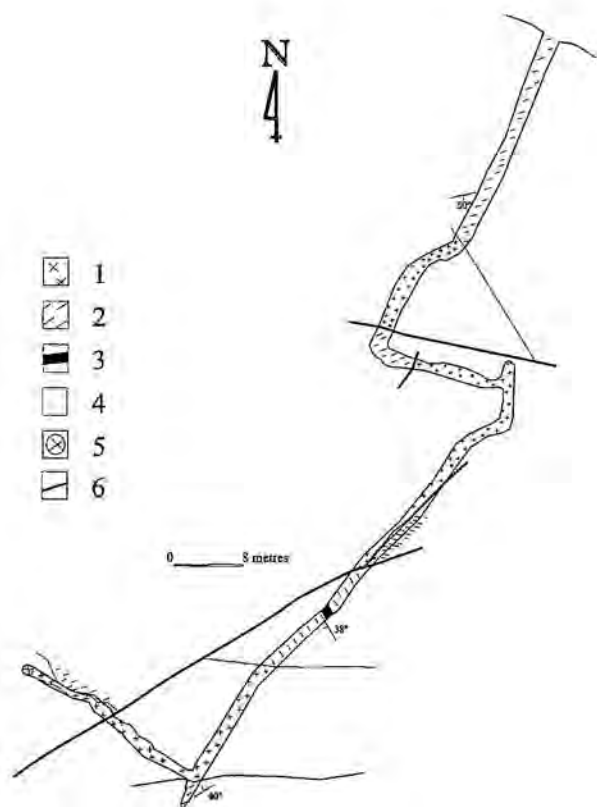


Figura 6.46. Mina del Mas del Licort. Esquema de la galeria i situació del nivell mineralitzat. 1- Dics de pòrfir granític; 2- pissarres namurianses amb passades de gresos, 3- nivell de sulfurs massissos, 4- filó de calcita i quars amb galena i esfalerita, objectiu de l'explotació, 5- pou, 6- falla.

Figura 6.46. Mina del Mas del Licort. Esquema de la galeria y situació del nivel mineralizado. 1- Diques de pòrfido granítico; 2- pizarras namurienses con pasadas de areniscas, 3- nivel de sulfuros masivos, 4- filón de calcita y cuarzo con galena y esfalerita, objetivo de la explotación, 5- pozo, 6- falla.

Altres fases minoritàries, de gra fi, que han estat citades com a acompanyants de la galena, són hessita i un sulfotelurur d'Ag (Melgarejo, 1987).

Calcita

Forma agregats irregulars constituïts per cristalls al·lotriomorfs de 10 a 100 μm , que es disposen en nivells poc definits. Aquesta generació de calcita es veu reemplaçada per quars, clorita i sulfurs (Figura 6.49). Existeix una generació de calcita emplaçada en vetes indeformades de potència submil·limètrica. Aquestes vetes tallen la resta d'unitats.

Quars

Tot i que hi ha quars associat als nivells de sulfurs (en aquest cas en cristalls hipidiomorfs en forma de prisma bipiramidal de fins a 150 μm , i caràcter peciloblàstic), la major part del quars que trobem en aquest indici correspon a una silicificació que afecta a la mineralització; es tracta de cristalls de quars al·lotriomorfs molt heteromètrics (de 10 a 150 μm). Els cristalls de quars es caracteritzen pel seu caràcter poiquiloblàstic, doncs presenten abundants inclusions d'epidota, calcita i moscovita.

Adulària

Forma cristalls idiomorfs d'entre 10 i 20 μm , que es localitzen sobretot en els nivells de calcita parcialment silicificats. En alguns d'aquests cristalls s'aprecia una zonació concèntrica.

Clorita

La clorita constitueix nivells que alternen amb els sulfurs. La mida de gra és força variable, de 10 a 100 μm . La disposició dels cristalls és en feixos radials en la clorita de mida de gra més gran, mentre que en els agregats constituïts per clorita de gra més fi defineixen una foliació (que coincideix amb S_0). Els agregats de clorita reemplacen als cristalls de quars.

Associats als nivells de clorita apareixen una sèrie de minerals accessoris, entre els quals destaquen el rútil i el zircó. La radioactivitat dels cristalls de zircó hi origina abundants aurèoles metamíctiques.

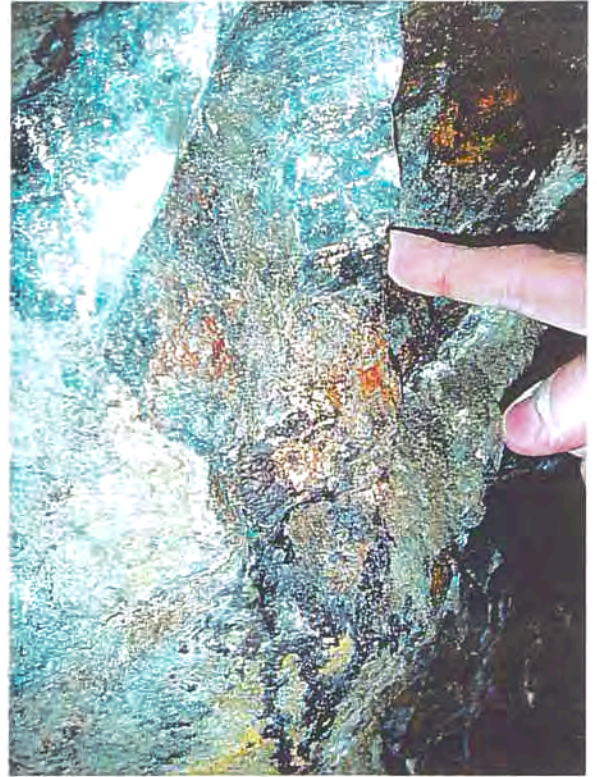


Fig. 6.47. Aspecte del nivell mineralitzat a la mina del Mas del Licort. S'observen nivells i disseminacions de pirita associades encaixades en pissarres grises.
Fig. 6.47. Aspecto del nivel mineralizado a la mina del Mas del Licort. Se observan niveles y disseminaciones de pirita encajadas en pizarras grises.

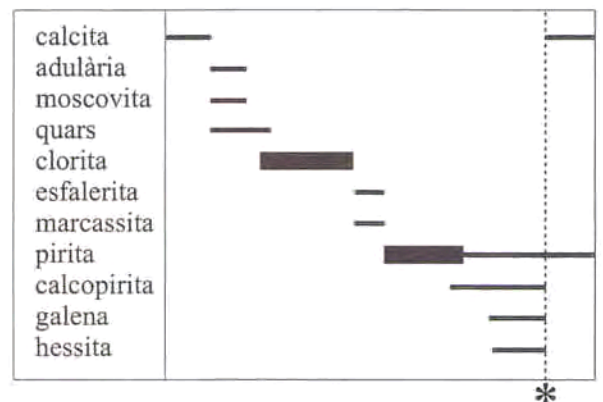


Figura 6.48. Seqüència deposicional dels nivells mineralitzats del Mas del Licort. * La línia vertical discontinua delimita l'estadi postdeformatiu de la mineralització.

Figura 6.48. Secuencia deposicional de los niveles mineralizados del Mas del Licort. * La línea vertical discontinua delimita el estadio postdeformativo de la mineralización.

Moscovita

La moscovita apareix en els nivells més intensament silicificats, i també en els nivells de clorita, on no és tant abundant. Forma agregats de

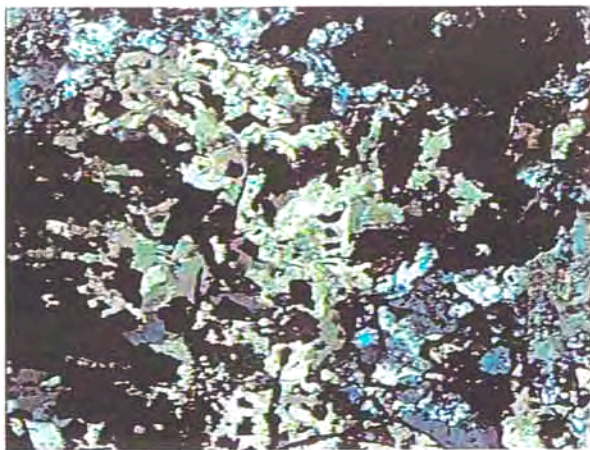


Figura 6.49. Calcita reemplaçada per quars i sulfurs. Llum transmesa, amb analitzador. Amplitud del camp 2.8 mm.

Fig. 6.49. Calcita reemplazada por cuarzo y sulfuros. Luz transmitida, con analizador. Amplitud del campo 2.8 mm.

mida no superior a les 30 μm , que es disposen disseminats en els nivells rics en quars, i de vegades, en forma d'inclusions en els propis cristalls de quars.

6.7.1.2. Encaixant detrític

El nivell mineralitzat es troba encaixat en les sèries majoritàriament pelítiques de la unitat d'Ulldemolins (Namurià Inferior).

L'encaixant consisteix en pissarres que presenten un aspecte verdós *a visu*, amb intercalacions de gresos de gra fi de potència mil·limètrica.

Les pissarres estan constituïdes essencialment per moscovita de gra fi, caracteritzada per la disposició dels seus cristalls definint la foliació paral·lela al bandat litològic (S_0).

La cordierita és abundant en els nivells pelítics, i forma cristalls poiquiloblàstics de secció elíptica i una mida de fins a 500 μm . La disposició d'aquesta cordierita és totalment desorientada.

La pirita apareix disseminada en la major part dels trams pissarrossos. Els seus cristalls són idiomorfs, amb unes 25 μm d'aresta.

El quars apareix sobretot en les intercalacions gresoses, i la mida dels grans està al voltant de 30 μm . Aquestes intercalacions contenen també moscovita i alguns cristalls de pirita, força més escassos que en els nivells més pelítics.

6.7.1.3. Vetes

Els nivells detrítics de l'encaixant són tallats per un conjunt de vetes, totes elles de potència submil·limètrica.

En primer lloc es reconeixen unes vetes reomplertes per cristalls quars al·lotriomorfs molt nets, lliures d'inclusions sòlides. També hi ha unes vetes formades per cristalls de pirita idiomorfs de fins a 200 μm d'aresta associats a moscovita.

Les vetes són tardanes respecte a la mineralització, doncs són en tots els casos clarament postdeformatives.

6.8. QUÍMICA MINERAL DELS DIPÒSITS DE LA VALL ALTA DEL CORTIELLA

S'ha realitzat la caracterització mineralògica d'alguns dels grups o sèries minerals que presenten una mida de gra adequada i que poden aportar informació petrogenètica: feldspats, epidota, clorita, carbonats i esfalerita.

6.8.1. FELDSPATS

a- Mas del Mestre

La plagioclasi que es disposa en nivells, juntament amb clorita i quars, és el feldspat majoritari al dipòsit del Mas del Mestre. Tots els punts analitzats corresponen a bytownita i labradorita. La variació del contingut en Na i Ca és considerable, doncs les anàlisis oscil·len en un rang composicional entre $An_{56,9}$ i $An_{85,2}$ (Figura 6.50). Les anàlisis més altes en Ca corresponen a un nivell feldspàtic en el contacte amb un nivell epidòtic de gra fi.

Localment ha estat reconeguda l'associació en vetes de clorita-adulària-quars, en relació amb els nivells de clorita. El feldspat procedent d'aquests vetes ha pogut ser analitzat (6 anàlisis). Totes les anàlisis han estat realitzades a partir d'una única mostra, que procedeix de l'aflorament «C». No s'observa cap variació composicional; es tracta d'un feldspat potàssic gairebé pur (Or_{99}) (Figura 1). El contingut en Na_2O es troba al voltant del 1% molar. El contingut de Ba està per sota dels límits de detecció de la microsonda electrònica.

6.8.2. EPIDOTA

a- Mas del Mestre

S'han analitzat un total de 12 punts en epidota procedent de nivells relictos intercalats en els sulfurs massissos de l'aflorament «Gr». Tots els punts analitzats corresponen a la sèrie clinzoïisita-epidota, i presenten únicament diferències importants en la relació Fe/Al (entre 17,2 i 48,9 % molar de component epidota, $Ca_2Al_2OFeSi_2O_7SiO_4OH$) (Figura 6.51). Probablement aquesta variació reflecteix una zonació en els cristalls, de la mateixa manera com passa en el dipòsit del Mas del Bessó. Aquest aspecte, però, és difícil d'assegurar degut a la petita mida dels cristalls.

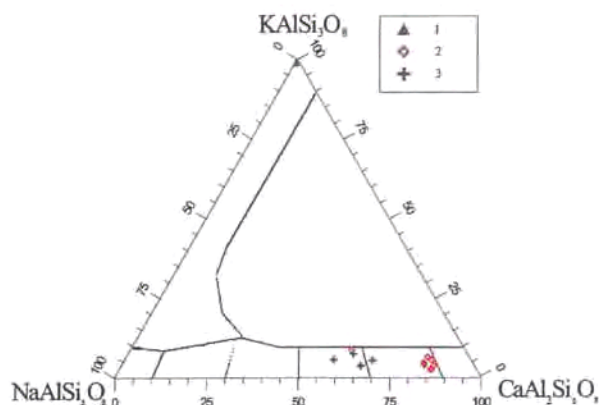


Figura 6.50. Composició de cristalls de feldspat del dipòsit del Mas del Mestre. 1, adulària en vetes de l'aflorament «D»; 2, plagioclasi dels nivells feldspàtics de l'aflorament «C»; 3, plagioclasi dels nivells feldspàtics de l'aflorament «D».

Figura 6.50. Composición de cristales de feldespato del depósito del Mas del Mestre. 1, Adularia en vetas del afloramiento «D»; 2, plagioclasi de los niveles feldspáticos del afloramiento «C»; 3, plagioclasi de los niveles feldspáticos del afloramiento «D».

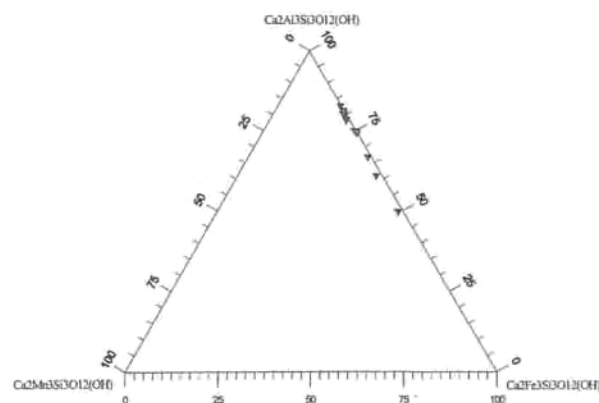


Figura 6.51. Composició de l'epidota del Mas del Mestre. Fig. 6.51. Composición de la epidota del Mas del Mestre.

El contingut en Mn és molt baix, en totes les anàlisis dona valors inferiors a 1 % molar de MnO, per la qual cosa el component piemontita és negligible. Les REE es troben per sota del nivell de detecció de l'instrument, per la qual cosa no hi ha component d'al·lanita.

6.8.3. CLORITA

a- Mas del Mestre

S'ha analitzat la clorita a partir de mostres representatives dels afloraments *A*, *B* i *C*. El nombre total de punts analitzats és 53, que corresponen tant a clorita procedent dels nivells de cloritita, com a la clorita que apareix en els nivells de sulfurs massissos. La clorita analitzada a l'aflorament *Ga* és de gra fi, i es troba afectada per l'esquistositat regional. La resta correspon a agregats esferulítics.

No hi ha variacions composicionals significatives entre els dos tipus texturals de clorita, ni entre afloraments.

Si es projecten les anàlisis en el diagrama de Hey (1954), que relaciona el $Fe\ total/(Fe+Mg)$ respecte els àtoms de Si per fórmula, s'observa que la major part de les anàlisis corresponen a clorites riques en Fe (Fig. 6.52). La distribució dels punts en el diagrama defineix una línia de tendència amb pendent negatiu. La major part dels valors no s'allunyen d'aquesta distribució, tret de 3 anàlisis de clorita de l'aflorament *D* i un del de l'aflorament *A*.

El Si varia entre 2,5 i 3,9 àtoms per fórmula. El Mg varia entre 0,5 i 2,7 àtoms per fórmula, i el Fe^{2+} entre 2,5 i 4,8 àtoms per fórmula. El contingut en Mn és baix, amb un valor mitjà de 0,113 àtoms per fórmula.

b- Pou del Mas del Cobus

Les anàlisis de clorita (un total de 37 punts, llistats a l'annex) s'han fet a partir de 3 mostres procedents de l'aflorament «*PO-1*» (Fig. 6.52). La clorita analitzada correspon als nivells de cloritita més potents (mostres *PO-2* i *PO-3*) i també a les intercalacions clorítiques més fines en els nivells magnetítics (mostra *PO-6*).

La mida de gra de les clorites analitzades és quasi sempre molt fina, les superfícies d'exfoliació poden tenir pel·lícules d'òxids de ferro i el polí no és sempre el més desitjable, i per aquestes causes moltes de les anàlisis (en % en pes) són poc ajustades a 100.

La classificació de les clorites analitzades en aquests dipòsits és un problema difícil, doncs no existeix ara per ara una classificació universalment acceptada d'aquest grup de minerals. El diagrama de classificació de Hey (1954) té el defecte que no serveix per a classificar les clorites dioctaèdriques. Posteriorment es van realitzar moltes classificacions, i la que va tenir més èxit, per la seva senzillesa, va ser la de Bayliss (1975), la qual ha estat adaptada en moltes publicacions de mineralogia sistemàtica posteriors (per exemple, Gaines *et al.*, 1997). Tanmateix, Wiewióra i Weiss (1990) remarquen que

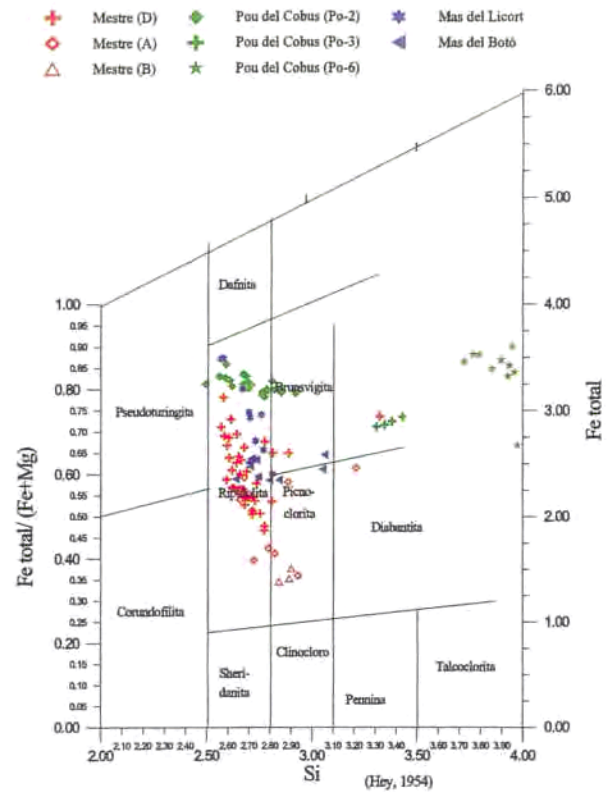


Figura 6.52. Representació de les anàlisis químiques dels minerals del grup de la clorita de les mineralitzacions de la Vall Alta del Cortiella en el diagrama de Hey (1954).

Figura 6.52. Representación de los análisis químicos de los minerales del grupo de la clorita de las mineralizaciones del Valle Alto del Cortiella en el diagrama de Hey (1954).

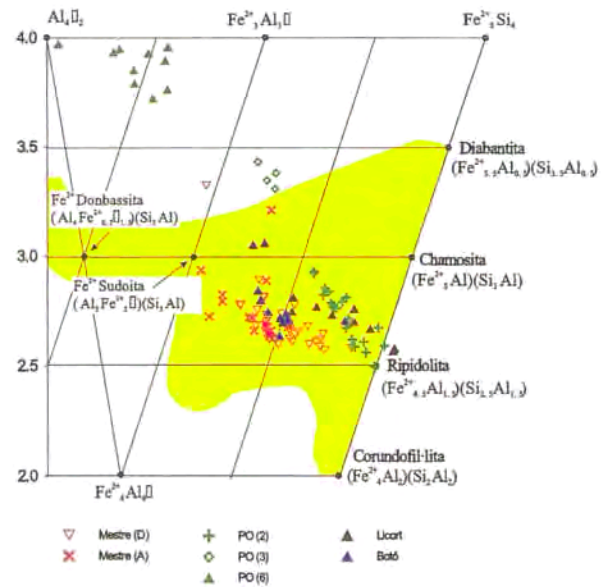


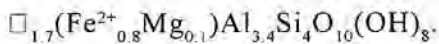
Figura 6.53. Representació de la composició de minerals del grup de la clorita en els dipòsits de la vall alta del Cortiella-Licort, d'acord al diagrama de Wiewióra i Weiss (1990).

Figura 6.53 Representación de la composición de minerales del grupo de la clorita en los depósitos de la cabecera de Cortiella-Licort, de acuerdo al diagrama de Wiewióra y Weiss (1990).

en la classificació de Bayliss (1975) molts termes extrems projecten en un mateix punt, per la qual cosa proposen uns nous diagrames de classificació en els que es defineixen nous termes extrems i que tenen en compte totes les possibles variacions composicionals. El problema d'aquesta classificació és que rescata noms d'espècies formalment abolides en la classificació de Bayliss (1975). Tanmateix, en el cas que ens ocupa, moltes de les composicions analitzades són similars a les d'alguns termes extrems que defineixen Wiewióra i Weiss (1990), per la qual cosa aquesta ha estat la classificació utilitzada.

Clorites dioctaèdriques

Les clorites dioctaèdriques que s'han analitzat presenten totes les posicions tetraèdriques ocupades per Si; la proporció de Fe i Mg és molt baixa. La fórmula estructural d'aquestes clorites es pot escriure com



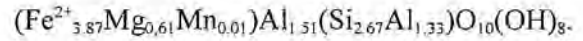
Aquesta fórmula estructural és la d'una clorita dioctaèdrica (o bé, del tipus II de Zane i Weiss, 1998) que presenta com a característiques distintives:

- 1) no es dona substitució del Si per Al a les posicions tetraèdriques,
- 2) predomini d'alumini en les posicions octaèdriques, tant en les posicions octaèdriques de l'estrat 2:1 (en la terminologia de Grim, 1968) com en les posicions octaèdriques interlaminars, per la qual cosa es pot classificar com una clorita di-di-octaèdrica;
- 3) predomini de ferro divalent sobre magnesi (amb magnesi quasi absent) en les posicions dioctaèdriques es estiguessin ocupades per Fe^{2+} i Mg; aquest aspecte explicaria el color verdós del mineral. En canvi, la relació $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ es manté força constant en tots els punts analitzats (entre 0,7 i 0,9). D'aquesta manera, les mostres dels nivells magnètics i hematítics rics en quars donen composicions molt silíciques; les dels nivells més pobres en quars i rics en clorita, composicions més riques en alumini tetraèdric.

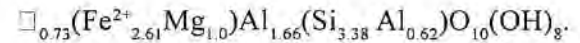
Si es projecten aquestes composicions en el diagrama de classificació de les clorites de Wiewióra i Weiss (1990, a la fig. 6.53) es pot comprovar que no hi ha cap composició de clorita coneguda que s'assembli a la que describim, per la qual cosa aquesta clorita pot correspondre a una nova espècie.

Clorites trioctaèdriques

Són les més abundants en totes les mostres analitzades. Es reconeixen composicions força diferents. En les mostres dels nivells de cloritita dels Pous del Mas del Mestre s'identifiquen composicions que, d'acord a la classificació de Wiewióra i Weiss (1990), són molt properes al terme ripidolita, amb una fórmula estructural que es podria escriure com



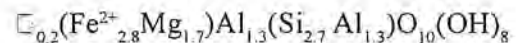
En canvi, les composicions de les clorites associades als nivells hematítics són més properes al terme sudoïta, i la fórmula estructural es pot escriure com:



c- Mas del Botó

S'han realitzat 11 anàlisis puntuals de clorita del Mas del Botó, a partir d'una única mostra (B-6-2). Aquesta mostra procedeix d'un nivell verd (de clorita amb epidota i sulfurs) de 15 cm intercalat en pissarres. Segons la classificació de Hey (1954), la majoria de punts analitzats correspondrien a ripidolita, amb dos punts que es classificarien com picnoclorita, i un com brunsvigita. En aquest treball, però, hem adoptat la classificació de Wiewióra i Weiss (1990), i d'acord a ella tots els punts analitzats a les clorites del Mas del Botó corresponen a ripidolita (figura 6.53). La composició de la clorita és relativament heterogènia, tenint en compte que totes les anàlisis s'han fet en una única mostra.

En base a 18 (O+OH), les anàlisis de clorita que ajusten millor els resultats a 100 produeixen fórmules estructurals pobres en vacants i riques en ferro i magnesi, un exemple de les quals es pot escriure de la següent manera

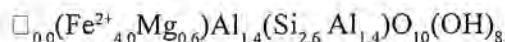


d- Mas del Licort

S'han analitzat un total de 10 punts en cristalls de clorita, corresponents a les intercalacions clorítiques que apareixen en els nivells mineralitzats.

La relació $\text{Fe total}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ respecte nombre d'àtoms de Si per fórmula determina en el diagrama de Hey (1954) que es tracta de

ripidolita, aspecte que concorda amb el diagrama de Wiewióra i Weiss (1990) (figura 6.53). S'ha realitzat una fórmula estructural que es considera representativa de les anàlisis que tenen els totals més ajustats a 100. Aquesta fórmula indica que no hi ha vacants a les posicions octaèdriques en aquestes clorites:



6.8.4. CARBONATS

S'han analitzat un total de 40 punts en el Mas del Mestre, dels quals una gran majoria (36) corresponen a siderita associada a pirita de gra fi, present en les textures de reemplaçament en «bird eyes». Els punts restants (4) corresponen a calcita d'una veta postdeformativa. Les anàlisis han estat projectades en un diagrama triangular CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 (Figura 6.54).

Siderita: Les anàlisis revelen continguts significatius en Ca, que corresponen a valors entre 4,8 i 14,8 mols % de CaCO_3 . Els contingut en Mg (màxim 1,4 mols % de MgCO_3), i en Mn (màxim 1,7 mols % de MnCO_3) són en tots els casos molt baixos.

Calcita: Tots els punts analitzats corresponen a calcita gairebé pura, amb continguts superiors a 99 % molar de CaCO_3 .

6.8.5. ESFALERITA

a- Mas del Mestre

S'han analitzat un total de 58 punts a partir de 6 mostres procedents dels afloraments *Gr*, *Ga* i *Co*, en la mida de lo possible, situades en diferents posicions estratigràfiques del dipòsit. La major part dels punts corresponen a esfalerita procedent dels nivells rics en pirrotina (46 punts), però 6 anàlisis s'han fet en grans d'esfalerita inclosos en els cristalls poiquiloblàstics de pirita₍₁₎.

Si projectem el contingut de Fe respecte el contingut en Mn per cada punt analitzat (Figura 6.55), observarem com la major part d'anàlisis estan molt agrupats (esfalerita dels nivells de pirrotina), però les anàlisis de esfalerita inclosa en pirita representen composicions significativament diferents, més riques en Fe i en Mn.

L'element que presenta més diferències entre els dos grups d'anàlisis és el Mn. En

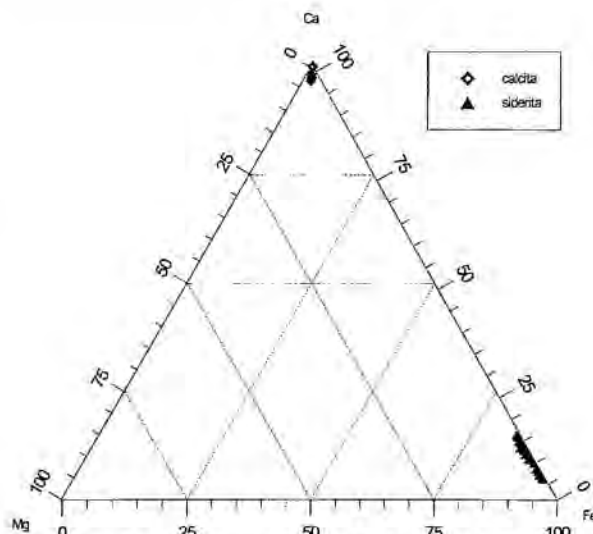


Figura 6.54. Composició dels carbonats del Mas del Mestre.

Figura 6.54. Composición de los carbonatos del Mas del Mestre.

l'esfalerita procedent dels nivells de pirrotina el Mn varia entre 0,0 i 0,3 % en pes, amb un valor mitjà de 0,2 %, mentre que en l'esfalerita «inclosa» varia entre 0,2 i 1,9 %, amb un valor mitjà de 1,1 % en pes.

El contingut en Fe és més alt en els cristalls d'esfalerita inclosos en pirita (més de 21 % molar de FeS, fins a 28 % en algun cas) que en els associats a pirrotita (ente 19 i 23 % molar de FeS). Aquest fet indica una absència d'equilibri entre els tres minerals, i suggereix que tampoc s'ha assolit l'equilibri entre parells minerals (Scott, 1983).

Per altra banda, l'existència de les dues poblacions d'anàlisis en base al contingut en Fe i Mn suggereix que hi ha més d'una generació d'esfalerita.

La resta d'elements no presenten gaires diferències respecte un i altre grup d'anàlisis.

El contingut mitjà de Cd és del 0,92 % en pes (Figura 6.56).

b- Mas del Botó

El nombre total de punts analitzats és 27. D'aquests 4 corresponen a esfalerita inclosa en els cristalls poiquiloblàstics de pirita.

No s'observen diferències composicionals significatives entre els dos grups de cristalls d'esfalerita analitzats (Figura 6.57). Per altra banda, el contingut mitjà de Cd es situa vora el 0,9 % (Figura 6.58).

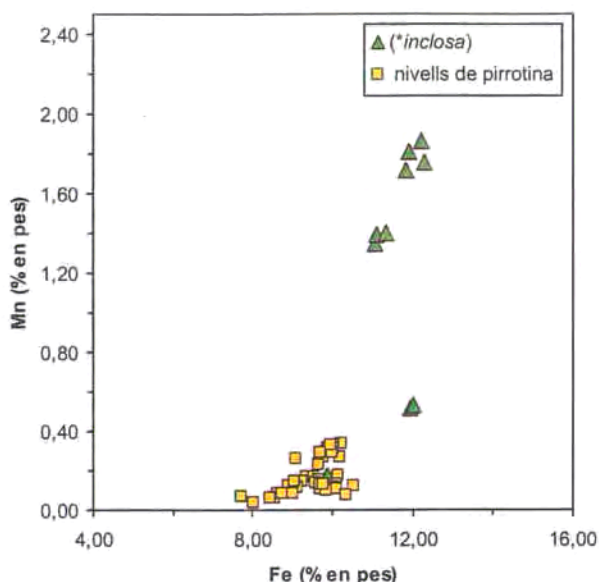


Figura 6.55. Diagrama composicional de l'esfalerita del Mas del Mestre. * = esfalerita inclosa en pirita.

*Figura 6.55. Diagrama composicional de la esfalerita del Mas del Mestre. * = esfalerita incluída en pirita.*

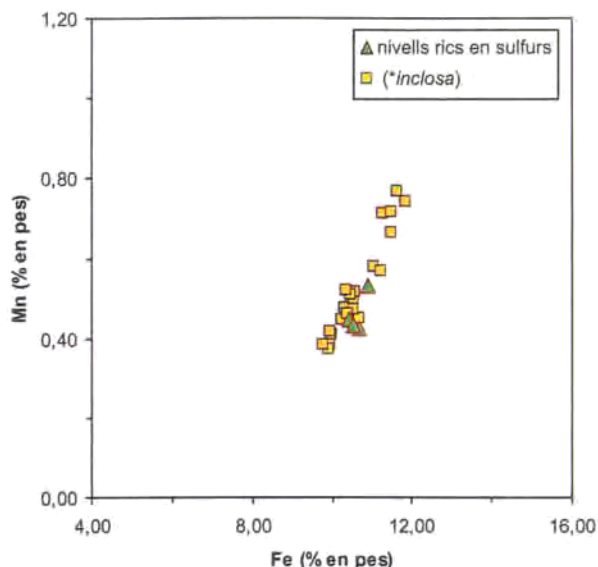


Figura 6.57. Composició de l'esfalerita: contingut en Mn respecte el contingut en Fe. (Mas del Botó).

Figura 6.57. Composición de la esfalerita: contenido en Mn respecto al Fe. (Mas del Botó).

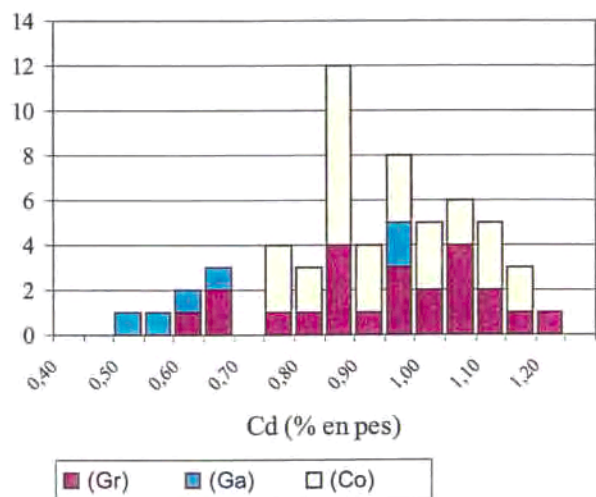


Figura 6.56. Histograma del contingut en Cd de cristalls d'esfalerita procedent dels diferents afloraments del Mas del Mestre.

Figura 6.56. Histograma del contenido en Cd en cristales de esfalerita procedente de los diferentes afloramientos del Mas del Mestre.

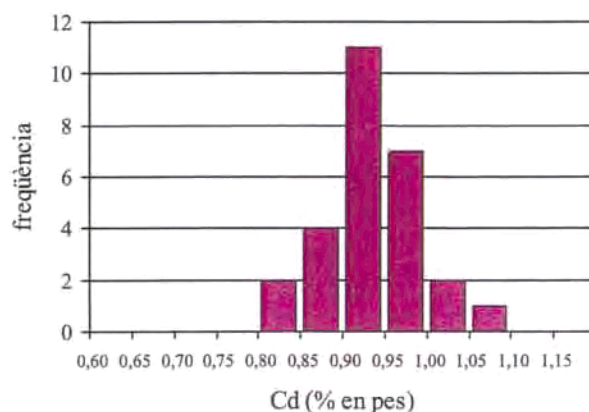


Figura 6.58. Histograma del contingut en Cd de cristalls d'esfalerita del Mas del Botó.

Figura 6.58. Histograma del contenido en Cd en cristales de esfalerita del depósito del Mas del Botó.

6.8.6. WOLFRAMATS

a- Pou del Mas del Cobus

S'ha analitzat la composició química de la seqüència de wolframats que es troba en associació amb quars en els nivells rics en magnetita.

La scheelita presenta continguts baixos en Mo (0,2 % en pes de MoO₃). En quant a la stolzita,

la seva composició és atípica, doncs presenta quantitats significatives de seleni, que assoleixen el 2,1 % en pes de SeO₃. No existeixen anàlisis publicats comparables de wolframats de cap mena en què es descriguin continguts tant elevats de seleni, que semblen ser estructurals. Es disposa, però, d'un nombre limitat d'anàlisis, i la petitesa dels grans ha impossibilitat, de moment, obtenir informació estructural que permeti veure la possibilitat que aquest mineral indiqui la presència d'un nou terme extrem.

6.9. LITOGEOQUÍMICA DE LES MINERALITZACIONS

S'ha realitzat un estudi geoquímic d'elements majors, menors i traces en mostres de roca representatives de les diferents litofàcies reconegudes en els dipòsits del Mas del Mestre i l'Argentera. Les anàlisis han estat realitzades amb fluorescència de raigs-X, ICP-MS i ICP òptic, en base a les condicions analítiques detallades a l'apartat de metodologia. El nombre total de mostres analitzades és de 32. D'aquestes mostres, 11 corresponen als nivells de cloritita (del nivell de sulfurs del Mas del Mestre i del Pou del Mas del Mestre), 14 a nivells feldspàtics (del Mas del Mestre i de l'Argentera), i 3 procedeixen dels nivells de sulfurs massissos del Mas del Mestre. Les 4 mostres restants corresponen a les pissarres grises

de la sèrie carbonífera, que considerem representatives de la roca encaixant dels dipòsits.

Els elements considerats com a majors (Si, Al, Ti, K, Ca, Na, Mg, Mn, Fe i P) han estat analitzats mitjançant fluorescència de raigs-X, i el seu contingut en la roca s'ha expressat en % en pes d'òxid.

Els elements considerats com a menors i traces que han estat analitzats (mitjançant ICP-MS i ICP òptic) són: Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sr, Zr, Nb, Mo, Ru, Pd, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, La, Ce, Nd, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, W, Re, Ir, Pt, Au, Pb, Bi, Th, U. Els continguts analitzats d'aquests elements s'han expressat en ppm.

Mostra	litologia	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	SiO ₂	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	SUMA%
o,6	a	18,39	0,10	3,18	0,20	36,54	0,90	0,19	25,47	3,27	0,05	88,17
o,12	a	21,90	0,16	2,96	0,37	26,84	1,15	0,46	27,24	6,08	0,37	87,52
o,14	a	21,91	0,15	3,92	0,40	37,86	0,98	0,34	20,41	4,24	0,06	90,13
a,1	a	15,87	0,10	0,01	0,18	20,74	1,16	0,66	33,72	9,56	0,11	81,88
a,6	a	16,30	0,11	2,66	1,25	36,23	0,81	0,29	22,01	3,76	0,32	83,73
a,9	a	19,55	0,12	0,41	0,17	24,16	0,89	0,78	30,84	10,87	0,11	87,68
a,16	a	18,01	0,09	0,07	0,12	27,27	0,91	0,60	31,28	11,58	0,12	89,80
a,21	a	20,17	0,13	3,93	1,53	35,64	0,99	0,17	20,60	2,59	0,05	85,78
Po,2	a	19,50	0,18	2,37	2,01	34,20	0,88	0,53	25,30	2,90	0,51	88,37
Po,2,1	a	22,49	0,06	3,49	0,33	55,53	0,81	0,11	7,19	1,76	0,07	91,83
Po,6	a	25,50	0,08	2,29	1,28	39,01	0,68	0,13	16,82	1,23	0,00	87,00
Arg	b	17,65	0,08	0,62	3,67	48,77	0,34	0,43	13,28	6,30	0,76	91,89
o,1	b	21,02	0,13	2,37	5,50	51,31	0,95	0,14	7,74	2,38	1,31	92,85
o,2	b	19,83	0,13	2,00	3,69	46,87	1,26	0,22	11,67	3,85	1,64	91,14
o,13	b	16,50	0,14	3,49	0,61	61,12	0,81	0,13	8,39	2,83	0,01	93,97
o,18	b	13,34	0,07	0,76	0,23	46,51	0,67	0,53	25,11	3,81	0,07	91,00
o,19	b	12,51	0,12	2,01	0,99	64,43	0,69	0,29	10,82	2,84	0,02	94,67
a,4	b	20,70	0,12	1,79	5,40	51,78	1,00	0,22	7,74	3,23	0,62	92,57
a,	b	18,83	0,13	2,81	3,40	53,39	0,88	0,28	9,11	4,03	0,46	93,31
r,2	b	19,39	0,10	1,88	3,34	48,31	0,86	0,35	13,66	3,92	0,29	92,08
r,4	b	12,65	0,11	0,46	5,21	55,66	0,59	0,34	12,21	4,22	0,21	91,66
r,5	b	18,99	0,11	1,99	5,05	56,08	1,30	0,15	5,58	2,72	0,82	92,77
r,	b	22,77	0,11	2,94	5,43	48,34	1,05	0,23	8,12	3,13	0,49	92,60
r,11	b	20,16	0,14	1,59	6,70	54,93	0,89	0,13	6,17	2,41	1,17	94,27
r,12	b	20,64	0,13	2,30	4,73	52,96	0,93	0,18	6,97	3,49	0,98	93,30
o,4	c	19,17	0,12	3,51	2,13	54,35	0,94	0,13	8,18	3,14	1,53	93,19
o,5	c	19,22	0,14	4,09	0,29	50,18	0,93	0,21	12,37	3,80	0,06	91,27
a,18	c	17,22	0,09	3,18	0,20	56,39	1,03	0,29	11,50	3,17	0,03	93,05
Lic,1	c	20,95	0,14	5,19	0,18	55,97	0,99	0,11	6,61	2,96	0,03	93,17
Arg	d	1,17	0,04	0,03	0,22	10,61	0,12	0,12	41,37	0,86	2,32	56,83
a,6	d	2,33	0,03	0,08	0,63	41,03	0,13	0,09	36,36	1,05	0,10	81,64
pt,2	d	0,71	0,02	0,01	0,10	12,43	0,11	0,02	44,88	0,49	0,12	58,63

Taula 1. Anàlisi d'elements majors en roca total. Mostres: Co, Ga, Gr, Gpt = Mas del Mestre; Po = Pou del Mas del Mestre; Lic = Mas del Licort; Arg = L'Argentera. Litofàcies: a = cloritita; b = nivells feldspàtics; c = pissarra; d = sulfurs massissos.

Tabla 1. Análisis de elementos mayores en roca total. Muestras: Co, Ga, Gr, Gpt = Mas del Mestre; Po = Pozo del Mas del Mestre; Lic = Mas del Licort; Arg = L'Argentera. Litofacies: a = cloritita; b = niveles feldespáticos; c = pizarra; d = sulfuros masivos.

RESULTATS

Els continguts en roca total de tots els elements analitzats (majors, menors i traça) es presenten en els annexos.

6.9.1. Elements majors

Els valors que se n'obtenen (Taula 1) són funció de la mineralogia i, per tant, en una primera aproximació, poden ajudar a determinar la composició mineral normativa, atès que la composició mineral de cada nivell ha estat identificada per microscopia òptica de llum transmesa. Recordarem que la microscòpia òptica, en aquest cas, no permet obtenir una determinació precisa de les proporcions modals de quars, fil·losilicats i feldspats en els nivells feldspàtics. Una limitació per aquest càlcul és que no es disposa de dades quantitatives del contingut de sofre.

En el cas dels trams feldspàtics, pobres en sulfurs, és on es poden obtenir els resultats millors en el càlcul normatiu. Aquest s'ha realitzat assignant el contingut de Ca a la obtenció d'anortita (un cop descomptat el Ca necessari per a l'obtenció d'apatita); el de Na, a la d'albita, el de K, a la de moscovita; el de Mg, a la de clinoclor; el de Fe, a la de chamosita, i el de Si, a la de quars (un cop descomptat el Si necessari per a la obtenció de la resta de silicats). Per aquest mecanisme, es pot deduir les proporcions de quars, feldspat (suma de component albita i component anortita) i matriu de fil·losilicats (suma de clorita+ mica). Com es pot apreciar a la fig. 6.59, la proporció d'aquests minerals és aproximadament 1:1:1, aspecte que concorda amb les valoracions qualitatives modals realitzades a partir d'imatges obtingudes amb SEM.

En un altre pla, és de remarcar la variabilitat en els continguts en Fe i Mg. El contingut mitjà en FeO és de l'ordre del 21 % en les cloritites, del 9 % en els nivells feldspàtics i del 9 % en les pissarres. Pel cas del MgO el comportament és comparable: de l'ordre del 5 % en les cloritites, del 3 % en els nivells feldspàtics i del 3 % en les pissarres. Aquestes dades s'addiuen amb la proporció de clorita en els diferents nivells i amb la composició de la clorita, que és molt més rica en el component chamosita.

El contingut en K_2O és especialment alt en les pissarres (fins a un 5 % en pes aproximadament), com a conseqüència de l'abundància de miques blanques; per altra banda, el contingut en sodi no és mai gaire alt, cosa que és congruent amb la baixa proporció del component paragonita en les miques. Aquesta baixa proporció de Na s'aprecia també en els nivells feldspàtics, i pot explicar-se pel baix component en molècula d'albita en els cristalls de plagiòclasi.

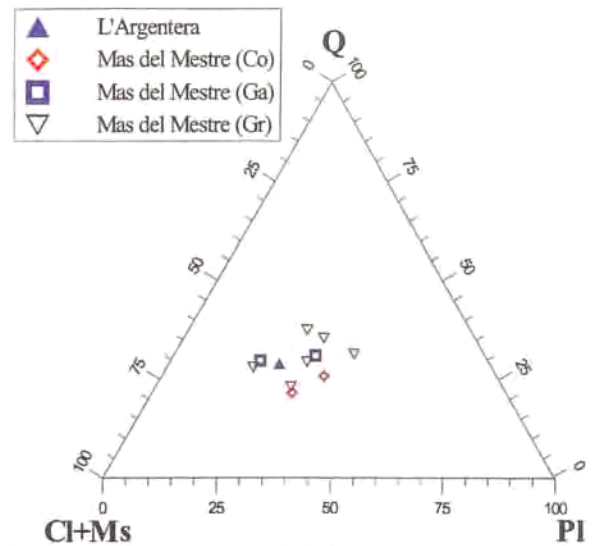


Figura 6.59. Representació de la composició normativa dels nivells feldspàtics.

Figura 6.59. Representación de la composición normativa de los niveles feldespáticos.

Pel que fa a la resta d'elements majors, és remarcable el baix contingut en Al_2O_3 analitzat en els nivells de sulfurs massissos (de l'ordre del 1,4 % en pes) respecte a les altres litologies, on oscil·la entre 25,5 i 18,21 % en pes. Tenint en compte que el contingut en SiO_2 no presenta variacions tan fortes, aquesta gran diferència s'explica perquè el quars (tot i que present en quantitats molt variables) és, de lluny, el silicat més abundant en els nivells de sulfurs massissos.

El P i el Ti no presenten variacions remarcables entre les diferents litologies, tret de que són força més escassos en els nivells de sulfurs massissos. És significatiu que el contingut de Ti de les cloritites és idèntic al de les pissarres.

6.9.2. Metalls base i metalls nobles

Una avaluació detallada de les lleis d'aquestes mineralitzacions queda lluny de l'objectiu d'aquest treball. Per aquesta causa, han estat analitzades sols 3 mostres de nivells de sulfurs massissos, considerades com a representatives dels dipòsits de l'Argentera i el Mas del Mestre. La mostra procedent de l'Argentera és la que presenta continguts més elevats en Pb (12,9 %), Zn (18,3 %) i Cu (0,13 %), aspecte que és congruent amb els seus continguts modals en galena, esfalerita i calcopirita. Les dues altres mostres procedents del dipòsit del Mas del Mestre tenen lleis molt més baixes, amb un màxim de 0,15 % de Zn, 0,08 % de Cu i 0,015 % de Pb (Figura 6.60).

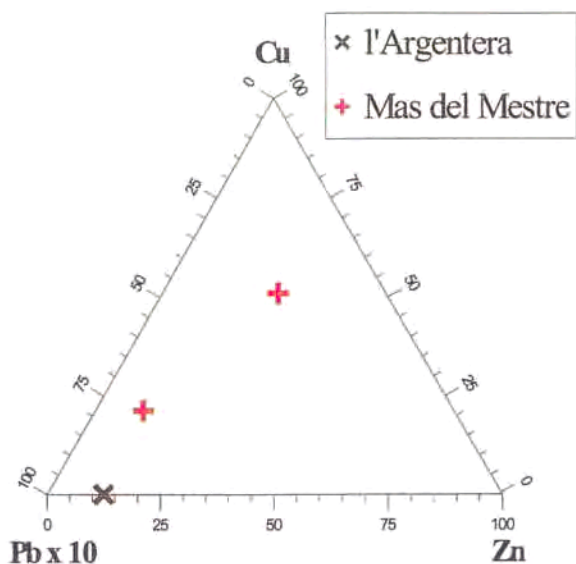


Figura 6.60. Dipòsits de la zona estudiada en un diagrama de classificació dels dipòsits exhalatius de Fouquet *et al.* (1993).

Figura 6.60. Depósitos de la zona estudiada en un diagrama de clasificación de los depósitos exhalativos de Fouquet *et al.* (1993).

La concentració de Bi és elevada en els nivells de sulfurs massissos, especialment en el Mas del Mestre, on arriba a les 180 ppm. Recordem que en els nivells més rics en sulfurs el Bi apareix en forma nativa i sobretot com a diverses espècies de telururs i sulfotelururs de Bi, la qual cosa queda reflectida per la bona correlació que hi ha entre el Bi i el Te (Figura 6.61)

El contingut en Sn arriba a 357 ppm en les cloritites. El contingut mitjà d'aquest metall en els nivells feldspàtics i els sulfurs massissos és de 68 i 77 ppm respectivament, mentre que les pissarres únicament contenen 32 ppm. Com es recordarà, en les litofàcies estudiades d'aquests dipòsits s'han detectat petites quantitats de minerals d'estany, en forma de petits cristalls de cassiterita (SnO_2) o, més rarament, d'estannita.

L'Au es troba en concentracions molt baixes, gairebé sempre per sota del límit de detecció de l'ICP-MS utilitzat. El mateix passa amb els elements del grup dels platinoids (PGE). Pel cas del Pd, els alts valors obtinguts (al voltant de 1,3 ppm) s'atribueixen a una interferència analítica instrumental amb l'Y.

L'Ag es troba en concentracions remarcables en algunes de les mostres analitzades, particularment en aquelles que presenten els continguts més alts en Pb. El màxim valor analitzat (63 ppm) correspon a la mostra de sulfurs massissos de l'Argentera, però Melgarejo (1987) esmenta continguts de fins a 220 ppm en els dipòsits del Mas del Mestre. Com es recordarà, la hessita és la fase portadora de Ag en aquests dipòsits.

6.9.3. Elements del grup de les terres rares (REE)

S'han analitzat tots els elements del grup de les terres rares (que comprèn els metalls amb el número atòmic entre 57 i 39 inclosos), amb l'excepció del Pm, que no es troba de forma natural.

El contingut absolut en REE de les diferents litologies presenta variacions significatives; els valors més alts analitzats corresponen a les cloritites (fins a 482 ppm), i als nivells feldspàtics (fins a 266 ppm), tot i que és en aquestes litologies on la distribució de les REE sembla més irregular, doncs s'observen grans variacions d'una mostra a l'altra. El contingut en REE en les pissarres oscil·la entre 248 i 170 ppm. Finalment, els valors encara són més baixos (entre 66 i 25 ppm) en els cas dels sulfurs massissos, com és d'esperar per l'escassa proporció de minerals favorables a acceptar a les seves estructures les REE.

Per tal d'interpretar el significat de les proporcions d'aquests elements, les anàlisis s'han normalitzat a l'estàndard conegut com NASC (*North American Shale Composite*; Gromet *et al.*, 1984), que es considera representatiu de les pissarres post-arqueanes, i fins i tot de la composició mitjana de l'escorça. Per cada mostra s'ha projectat el contingut normalitzat de cada element del grup de les REE vs el número atòmic; d'aquesta manera s'han obtingut els patrons d'abundància de REE de cada litologia estudiada.

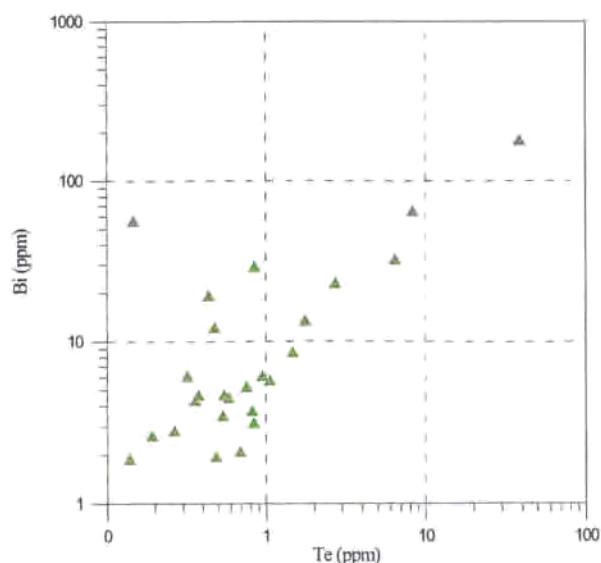


Figura 6.61. Contingut de Bi en roca total respecte al contingut en Te (en ppm).

Figura 6.61. Contenido de Bi en roca total respecto al contenido en Te (en ppm).

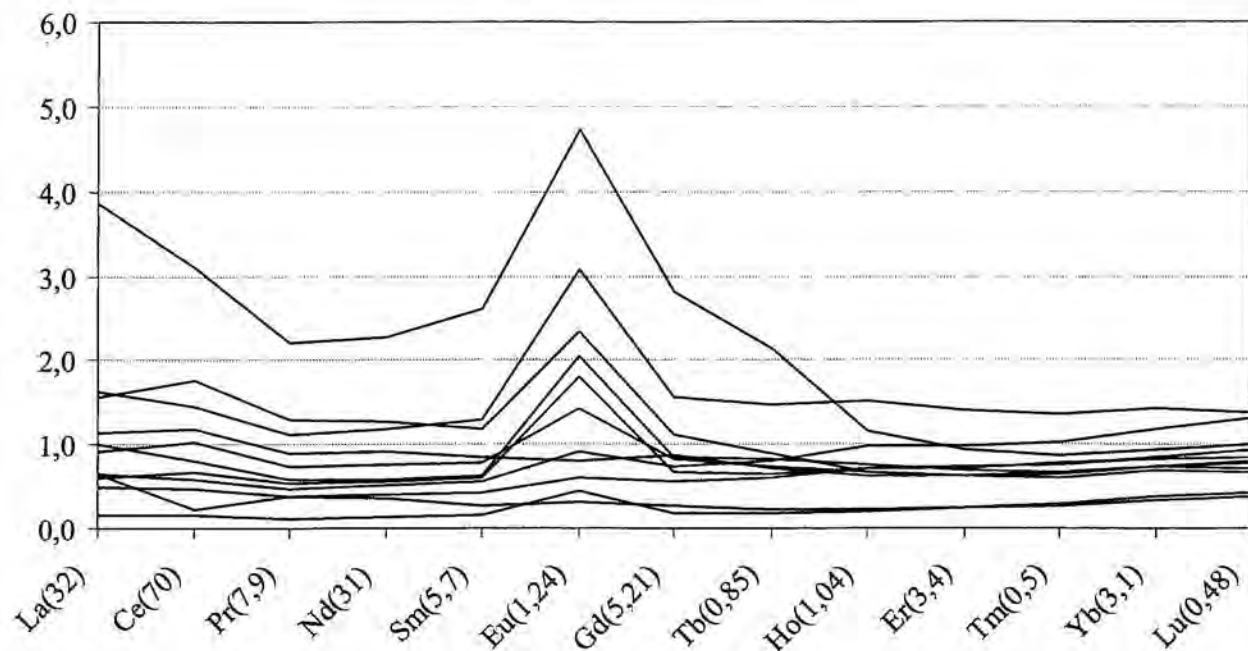


Figura 6.62. Cloritita dels dipòsits d'edat carbonífera. Concentració en terres rares (REE) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

Figura 6.62. Cloritita de los depósitos de edad carbonífera. Concentración de tierras raras (REE) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

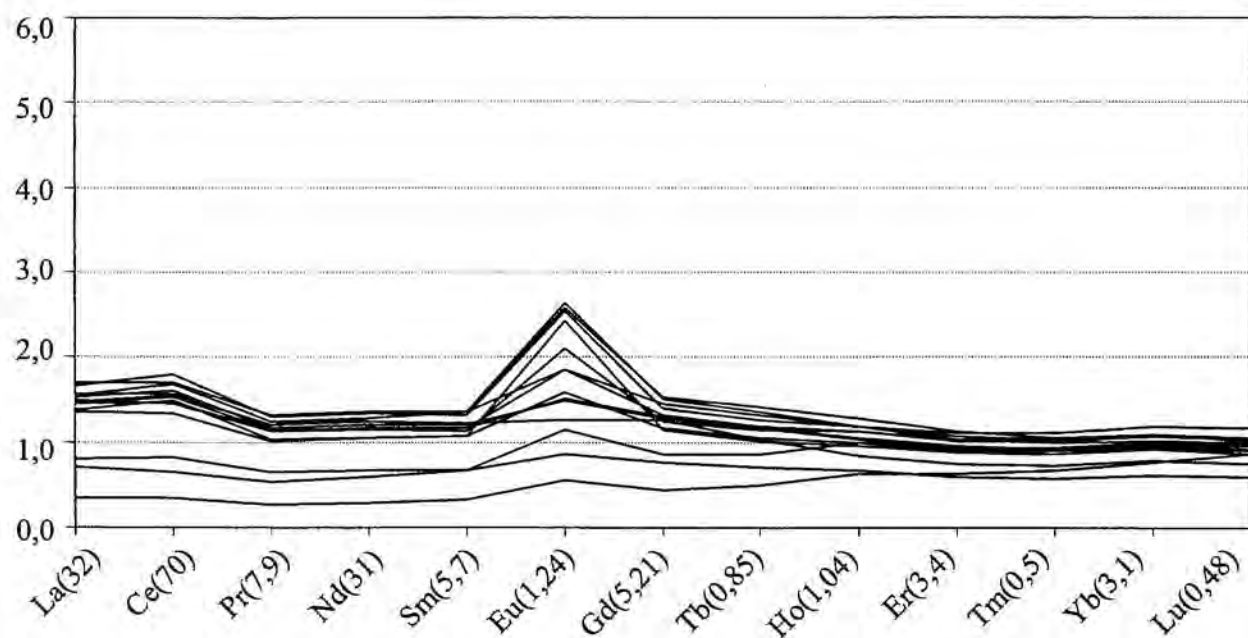


Figura 6.63. Nivells feldspàtics dels dipòsits del Mas del Mestre i L'Argentera. Concentració en terres rares (REE) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

Figura 6.63. Niveles feldspáticos de los depósitos del Mas del Mestre y L'Argentera. Concentración de tierras raras (REE) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

En les cloritites, el patró de REE mostra una lleugera anomalia positiva en terres rares lleugeres (LREE), especialment La i Ce, i sobretot, un clar enriquiment en Eu, excepte a les mostres Po. Cal recordar que les cloritites són riques en monazita, mineral que concentra LREE, i contenen xenotima,

mineral que concentra les HREE i Y. La resta d'elements no presenten anomalies significatives, excepte una lleugera anomalia de Ce a les Po. Totes les mostres presenten un perfil de REE similar; tanmateix, l'amplitud originada per la variació en cada element de les diferents mostres és molt gran (Fig. 6.62).

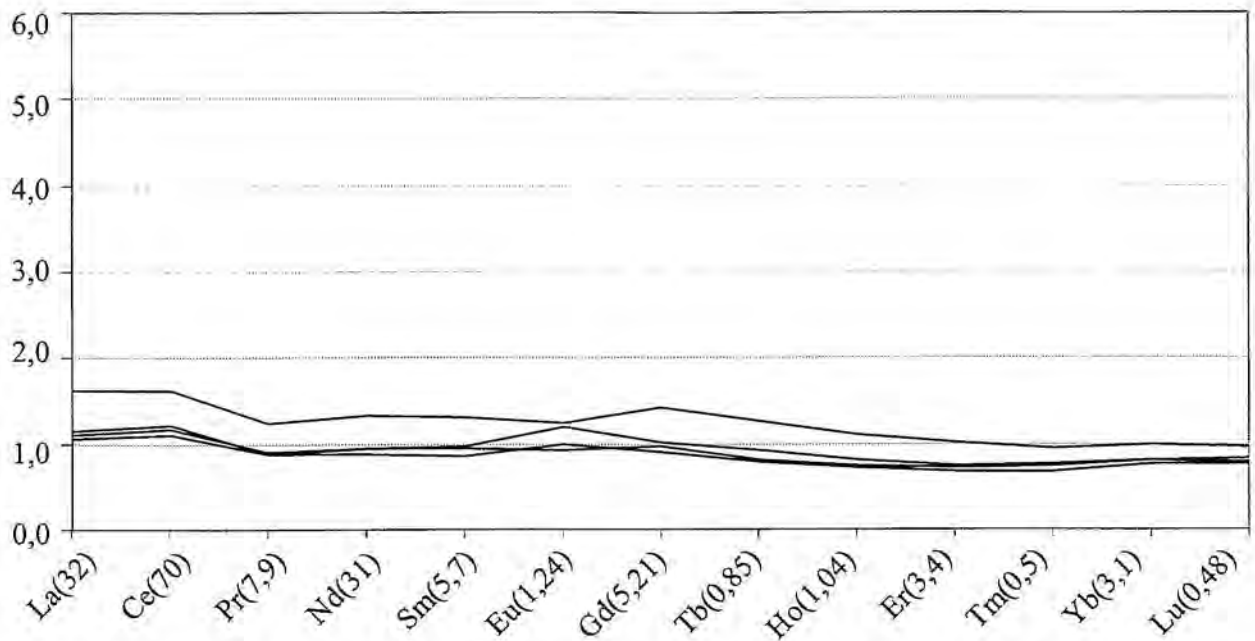


Figura 6.64. Pissarres encaixants dels dipòsits d'edat carbonífera. Concentració en terres rares (REE) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

Figura 6.64. Pizarras asociadas a los depósitos de edad carbonífera. Concentración de tierras raras (REE) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

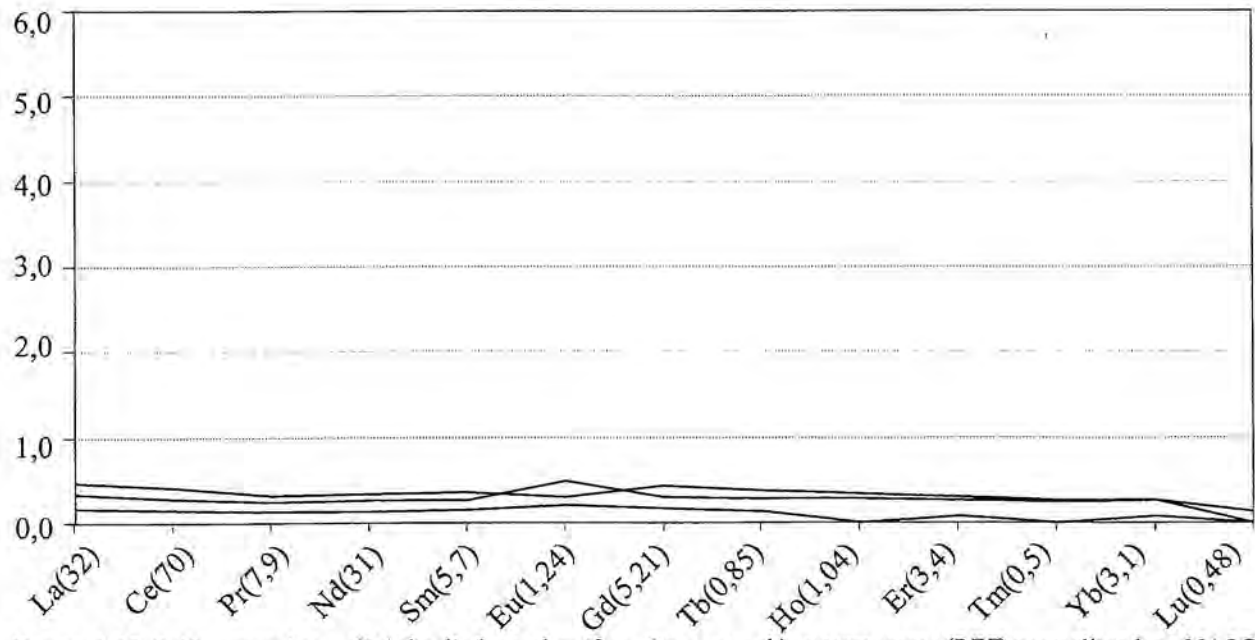


Figura 6.65. Sulfurs massissos, dipòsits d'edat carbonífera. Concentració en terres rares (REE) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

Figura 6.65. Sulfuros masivos, depósitos de edad carbonífera. Concentración de tierras raras (REE) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

En el cas dels nivells feldspàtics, aquesta amplitud és molt petita. S'observa un clar enriquiment en Eu i, en menor mesura, un enriquiment en La i Ce. Aquest enriquiment en Eu és degut a que el Eu^{2+} (estable en medi més reductor) és fàcilment admès a l'estructura de les plagiòclasis en substitució del

Ca. La resta de REE presenten valors molt propers a 1 (Figura 6.63).

Les pissarres, en canvi, ens mostren uns perfils gairebé horitzontals i molt propers a 1 (per tant, molt semblants al patró NASC), i únicament s'aprecia un lleuger enriquiment en La i Ce (Figura 6.64).

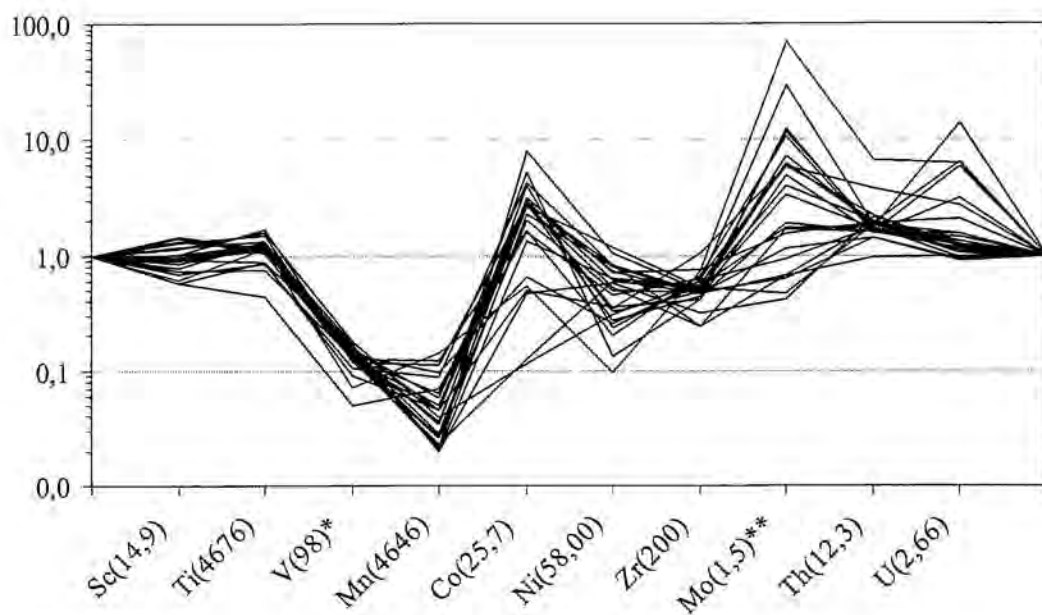


Figura 6.66. Concentració en alguns elements sensibles a les condicions redox (SRE), més el Ti, Sc i Zr, en mostres representatives dels dipòsits d'edat carbonífera. Els continguts estan normalitzats a NASC (Gromet *et al.*, 1984), tret de: V (*) normalitzat a *Shale marine* del Ruhr (Degens, 1958); i Mo (**) normalitzat a *Recent sediments* (Wedepohl, 1974).
Figura 6.66. Concentración de algunos elementos sensibles a las condiciones redox (SRE), más el Ti, Sc i Zr, en muestras representativas de los depósitos de edad carbonífera. Los contenidos están normalizados a NASC (Gromet *et al.*, 1984), excepto: V (*) normalizado a *Shale marine* del Ruhr (Degens, 1958); y Mo (**) normalizado a *Recent*

6.9.4. Elements sensibles a les condicions redox (Sensitive redox elements)

De forma anàloga al les REE, s'han realitzat perfils de contingut normalitzat a NASC (Gromet *et al.*, 1984) en els elements tradicionalment classificats com a «elements sensibles a les condicions redox» (*sensitive redox elements, SRE*) (V, Mn, Co, Ni, As, Mo, Fe, Cu, Zn, U, Th etc.). Per la realització dels diagrames no hem considerat el Fe ni el Cu ni el Zn (que són components principals de les mineralitzacions), i s'ha projectat l'Sc (que en els dipòsits d'edat siluriana pren importància per la seva associació amb el V), i també el Ti i el Zr (Figura 6.66).

Totes les mostres analitzades es troben empobrides en V respecte al valor de normalització, amb un contingut mitjà de 16 ppm. Aquests valors són especialment baixos quan es comparen als que es troben en els dipòsits silurians.

També s'observa una clara anomalia negativa en Mn, amb concentracions que oscil·len entre 76 i 1981 ppm; aquests continguts més alts corresponen a les mostres de sulfurs massissos.

Els perfils obtinguts mostren una anomalia positiva de Co. Tot i que algunes mostres tenen continguts relativament elevats en Co (fins a 206 ppm), la dispersió de valors és molt alta.

El Ni es troba en continguts molt variables, però la majoria d'anàlisis se situen lleugerament per sota del valor de normalització.

El contingut en Zr es força homogeni (valor mitjà 108 ppm) en totes les litologies tret dels sulfurs massissos (valor mitjà 8 ppm).

El molibdè presenta una àmplia variació de valors. Tot i que algunes anàlisis presenten un empobriment en Mo respecte el valor de normalització, la majoria de mostres es troben clarament enriquides i determinen una anomalia positiva, principalment les cloritites, les quals excepcionalment arriben a contenir-ne fins a 105 ppm.

La majoria de les mostres presenten un enriquiment significatiu en Th. Els valors són força homogenis en les cloritites, roques feldspàtiques i pissarres (valor mitjà 24 ppm). En els sulfurs massissos el contingut en Th és molt més baix (valor mitjà 2,01 ppm).

El contingut en U és bastant homogeni en les pissarres i nivells feldspàtics (el 70% de les anàlisis se situen entre 2,5 i 5 ppm, valors lleugerament positius respecte al valor de normalització). En els sulfurs massissos la concentració analitzada és més baixa, i en les cloritites hi destaquen molts dels valors més alts (17 ppm).

La resta d'elements representats presenten valors de normalització propers a 1.

6.9.5 Altres elements

El Ba és present en quantitats molt baixes (màxim unes 120 ppm, en els nivells feldspàtics). Aquests valors baixos permeten descartar que ens aquests dipòsits hi pugui haver una presència significativa de feldspats de bari (celsiana o hialafana) o de miques riques en bari.

6.9.6. DISCUSIÓ

Els nivells constituïts per silicats d'origen majoritàriament hidrotermal (cloritites i nivells feldspàtics) presenten un lleuger enriquiment en REE respecte a les pissarres encaixants. Aquest enriquiment es manifesta tant en el contingut total en REE, com en els perfils normalitzats. En el cas dels nivells feldspàtics, l'anomalia està originada exclusivament per un increment en el contingut en Eu. La feble anomalia en La i Ce pot ser atribuïda a la pròpia pissarra carbonífera, que també mostra un lleu enriquiment respecte als valors del NASC. L'Eu és un element que sovint s'associa als feldspats, ja que en el seu estat d'oxidació divalent pot substituir al Ca en l'estructura de la plagioclasi (Rollinson, 1993). En el cas dels nivells de cloritita també es reconeix l'anomalia en Eu, acompanyada en algun cas d'una anomalia positiva significativa en La i Ce. En aquest cas és probable que gran part de les REE analitzades s'allotgin en els abundants cristalls de monacita, cerianita i allanita presents com a minerals accessoris en aquests nivells.

En els fluids hidrotermals actuals que generen els dipòsits exhalatius submarins ha estat possible d'analitzar directament la seva capacitat de transport de REE, o bé de manera indirecta, si es modelitza la seva capacitat de transport si es té en compte que les temperatures d'emissió d'aquests fluids es situen generalment entre 200 i 300°C (Wood *et al.*, 1994). Aquesta capacitat de transport és molt baixa, i actualment s'accepta que sols l'Eu és mòbil en aquests fluids (Michard *et al.*, 1983). Efectivament, les anomalies en Eu detectades al voltants dels

centres exhalatius submarins actuals (Manikyamba *et al.*, 1993) confirmarien aquest comportament. L'anomalia en Eu ha estat descrita també en la majoria de dipòsits de tipus BIF (Derry i Jacobsen, 1990). Anàlogament, ha estat descrita una anomalia en La en sediments exhalatius actuals (Barret *et al.*, 1988), que alguns autors suggereixen que podria ser originada per l'aport hidrotermal (Manikyamba *et al.*, 1993). En canvi, en fluids hidrotermals actuals del Tibet i Bulgària, lligats a camps geotèrmics en ambients orogènics continentals, Michard i Albarède (1986) han obtingut marcades anomalies negatives d'Eu.

Per tant, l'anomalia d'europi i el perfil pla (excepte l'anomalia positiva d'algunes LREE) de terres rares associades als dipòsits carbonífers és similar als perfils descrits en d'altres dipòsits exhalatius submarins actuals i antics, i la diferència d'altres fluids hidrotermals continentals.

A diferència dels dipòsits d'edat siluriana, que es troben encaixats en pissarres negres pròpies d'un medi deposicional clarament anòxic, els materials que encaixen als dipòsits carbonífers indiquen un ambient de sedimentació més oxigenat. Aquestes condicions incideixen directament en la concentració dels «elements sensibles a les condicions redox» (SRE). Mentre que el V i el Mn presenten clares anomalies negatives, la majoria de mostres estan enriquides en Co, Mo, Th i U.

La solubilitat del V en un medi oxidant, molt superior que en condicions anòxiques (Wehrli & Stumm, 1989) explica el baix contingut en aquest element que presenten totes les mostres.

El Mn habitualment és un producte de l'exhalació de fluids hidrotermals al fons oceànic. En medi oxidant es pot preservar en forma d'acumulacions d'òxids, i en medis més reductors, de carbonats (Melgarejo & Alfonso, 1997). Les anàlisis mostren una anomalia negativa de Mn a les immediacions dels dipòsits carbonífers de metalls base. Tanmateix, es reconeixen a la zona diversos indicis estratiformes de Mn. Els més importants volumètricament se situen a la base de la sèrie carbonífera, en relació amb les lidites tournaisianes. Altres indicis, com el de la Selva del Camp, se situen en trams de grauques d'edat viseana (Melgarejo & Ayora, 1992). Les associacions de silicats de Mn (principalment espesartina, tefroïta i piroxangita) característiques d'aquests dipòsits s'haurien format a partir del metamorfisme d'una mineralització exhalativa primària formada per carbonats de Mn, argiles i quars (Escusa & Melgarejo, 1998). L'absència de dipòsits de sulfurs massissos directament relacionats amb els dipòsits de Mn pot indicar que es tracti de mineralitzacions distals. Per

la mateixa raó, el Mn exhalat en relació amb els dipòsits de metalls base pot haver estat dipositat a molta distància de les acumulacions de sulfurs, anàlogament als dipòsits de Fe-Mn de la Mar Roja descrits per Gennoc *et al.* (1988).

La majoria de les mostres presenten un enriquiment significatiu en Co, i sovint en Ni. Aquests elements es poden allotjar tant en la pirita com en la pirrotina, presents en els dipòsits. Per tant, l'origen del Co i el Ni és clarament hidrotermal, a l'igual que en el cas dels dipòsits exhalatius rics de Co, com són els de Kalyadi a la Índia (Subba Rao i Naqvi, 1997), i els de l'anomenat Idaho Cobalt Belt (U.S.A.) (Nold, 1990).

L'anomalia en Mo definida per la majoria d'anàlisis també s'ha d'atribuir a l'aport hidrotermal, doncs el medi sedimentari, a diferència del cas de les pissarres negres, no reuneix les condicions apropiades per un enriquiment en Mo a partir de l'aigua marina.

La majoria de mostres presenten un lleuger

enriquiment en Th, especialment les cloritites. L'U presenta un comportament similar. Tret d'algunes cloritites, en les que el contingut en U és molt alt, existeix una correlació entre els valors analitzats d'U i Th. Tot i que generalment el Th forma minerals molt insolubles, per la qual cosa ha estat considerat un element immòbil (Langmuir & Herman, 1980), i l'U es caracteritza per ser molt més mòbil en la forma oxidada U^{VI} que en la forma reduïda U^{IV} (Langmuir, 1978), alguns estudis més recents proposen que ambdós elements poden ser mobilitzats per fluids hidrotermals relacionats amb sistemes exhalatius submarins (Valsami-Jones i Ragnersdóttir, 1997). Segons aquest treball l'U i Th presents en baixes concentracions en el fluid hidrotermal estan controlats per la solubilitat d'una única fase (òxid d'U-Th), i poden precipitar durant l'ascens del fluid, i fins i tot en ser abocats al fons marí. Tenint en compte aquestes consideracions l'anomalia en U i Th pot ser atribuïda a l'activitat hidrotermal que originà els dipòsits de sulfurs massissos.

CAPÍTOL VIII

MICROTERMOMETRA D'INCLUSIONS FLUIDES

7.1. MAS DEL MESTRE: ESTUDI MICROTERMOMÈTRIC D'INCLUSIONS FLUIDES

Del conjunt de dipòsits de la Vall Alta del Cortiella s'ha realitzat un estudi microtermomètric d'inclusions fluides dels diferents afloraments del dipòsit del Mas del Mestre (afloraments *A*, *B*, *C* i *D*), i per altra banda, també s'han estudiat mostres del dipòsit *Pou del Cobus*. En ambdós casos sols han pogut ser mesurades inclusions atrapades en cristalls de quars. Cal remarcar que la gran quantitat de sòlids atrapats presents en aquests cristalls, afegit a la petita mida de les inclusions fluides, ha dificultat seriosament el seu estudi microtermomètric.

Les mostres estudiades en el cas del Mas del Mestre són representatives dels nivells massissos de pirrotita intercalats en nivells feldspàtics, que caracteritzen aquest dipòsit.

En el *Pou del Cobus* les mostres procedeixen de nivells de quars amb hematites i magnetita que s'intercalen en nivells de cloritites.

MAS DEL MESTRE

S'han estudiat 4 mostres en total, procedents de cadascun dels diferents afloraments del dipòsit del Mas del Mestre (*A*, *B*, *C* i *D*).

El nombre total d'inclusions estudiades en la platina és de 228. D'aquestes 191 han subministrat alguna informació en els assaigs microtermomètrics (*A*: 54, *B*: 70, *C*: 29, *D*: 38).

El quars és de mida microcristal·lina, encara que els seus cristalls poden assolir alguns mil·límetres. Normalment els cristalls de quars són hipidiomòrfics, amb una morfologia prismàtica bipiramidal. Aquests cristalls prismàtics es troben inclosos en els sulfurs (els quals constitueixen la mineralogia predominant). Normalment el quars és molt ric en inclusions sòlides molt petites, bàsicament d'epidota i pirrotita. Sovint aquestes partícules es concentren en el nucli dels cristalls, de manera que la vora presenta un aspecte net i lliure d'inclusions sòlides.

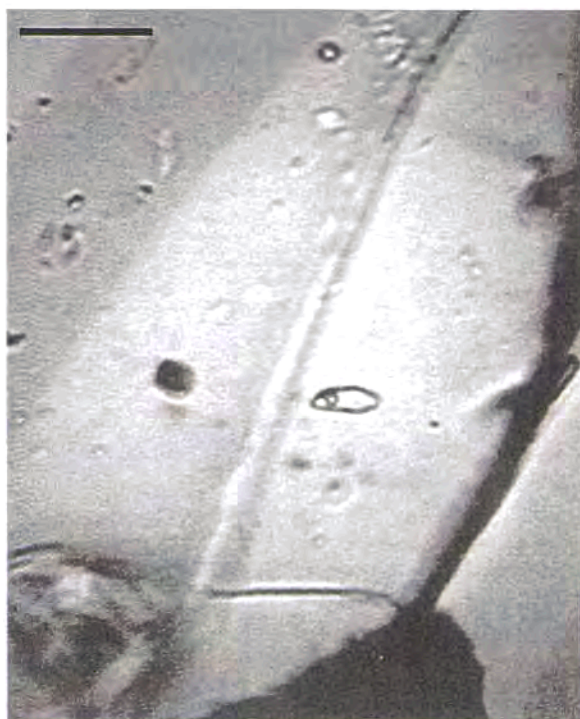


Figura 7.1. Microfotografies d'inclusions fluides en quars del dipòsit del Mas del Mestre. La longitud de la barra equival a 10 μm . Llum transmesa, sense analitzador.

Figura 7.1. Microfotografías de inclusiones fluidas en cuarzo del depósito del Mas del Mestre. La longitud de la barra equivale a 10 μm . Luz transmitida, sin analizador.

7.1.1. Petrografia de les inclusions

Totes les inclusions estudiades són bifàsiques "L+V" (amb predomini de la fase líquida). El grau de reompliment (relació entre el volum de la fase líquida i el volum total de la inclusió) de les inclusions per la fase líquida varia entre 0.85 i 0.95.

La mida de les inclusions és força variable, majoritàriament oscil·la entre 2 i 5 μm , encara que més rarament arriba a assolir unes 10 μm (figura 7.1).

Es poden distingir tres tipus d'inclusions fluides (figura 7.2):

a) El primer tipus està constituït per inclusions de vores arrodonides i morfologia molt variable. La majoria són de tendència rectangular, arrodonida, lenticular i triangular. Aquestes inclusions no presenten evidències morfològiques d'haver sofert estrangulament. Normalment estan aïllades o en poblacions distribuïdes aleatòriament a l'interior del cristall, preferentment en els sectors més nets d'inclusions sòlides.

b) El segon tipus, més abundant, agrupa inclusions que es disposen segons famílies de plans que travessen tot el cristall de quars. Són, per tant, inclusions secundàries, i no han estat mesurades.

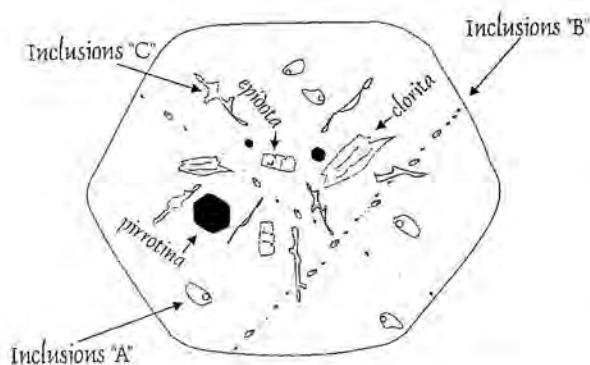


Figura 7.2. Diferents grups d'inclusions que han estat diferenciats en els cristalls de quars dels afloraments del Mas del Mestre.

Figura 7.2. Diferentes grupos de inclusiones que se han diferenciado en los cristales de cuarzo de los afloramientos del Mas del Mestre.

c) Una altra generació d'inclusions present en molts cristalls està constituïda per inclusions molt fosques (fins al punt que en molts casos no és possible distingir-ne les fases), de morfologia molt irregular, que es concentren al nucli del cristall (la zona més rica en inclusions sòlides), amb certa tendència a disposar-se radialment.

Les inclusions que han estat sotmeses als assaigs de microtermometria han estat únicament les pertanyents al primer grup («A»), ja que són les úniques que compleixen les característiques que Roedder (1976, 1981) estableix com a criteris per a la identificació d'inclusions primàries. Per tant, la informació que se'n treu pot ser representativa d'algun moment de la formació dels dipòsits.

7.1.2. Resultats

Per cada inclusió s'han estudiat els canvis de fase que tenen lloc a baixa i alta temperatura. En els assaigs de baixa temperatura, les inclusions han estat refredades varies vegades fins a -120°C i posteriorment escalfades a temperatura ambient. La observació de temperatures de fusió de la hidrohalita només ha estat possible en 9 inclusions, degut a les dificultats que suposa la seva petita mida. La precisió d'aquestes mesures, és per tant, baixa. La major part de temperatures de fusió de la hidrohalita oscil·len al voltant de -20°C , encara que se n'han registrat entre -30 i -15°C . Aquests valors són congruents amb un sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, amb valors baixos de CaCl_2 (Shepherd et al., 1985). La temperatura de fusió del gel ha estat mesurada en 174 inclusions. La salinitat de les inclusions s'ha obtingut a partir d'aquestes temperatures, aplicant l'equació de Potter et al. (1982), i es resumeix a la taula 7.1.

El rang de salinitats de les inclusions dels diferents afloraments (A, B, C, i D) és molt ample, ja que els valors es distribueixen entre 0.5 i 19 % en pes equivalent de NaCl . Tanmateix, cal remarcar que la seva distribució és clarament asimètrica, doncs a l'histograma de distribució de salinitats la major part de les mesures s'acumulen cap als termes de salinitat menor (Figura 7.3). També es constata que la major part de valors s'agrupen al voltant de tres màxims.

Per ordre de magnitud (nombre de dades), en primer lloc destaca un màxim aproximadament entre 1.5 i 3 %. A aquest màxim hi contribueixen per igual les inclusions dels afloraments A, B, D, i en menor quantitat, les inclusions de l'aflorament C.

En segon lloc es diferencia un màxim situat aproximadament entre els valors de salinitat 4 i 6.5 %.

El tercer màxim, molt menys pronunciat, se situa entre els valors de salinitat de 7 i 9 %. Per últim, les inclusions de salinitat superior a 10 % corresponen en la seva majoria a inclusions que provenen de l'aflorament A.

En els assaigs d'alta temperatura s'han mesurat exclusivament temperatures d'homogeneïtzació (Th L-V). En el conjunt dels afloraments (A, C, B, i D) les temperatures mesurades van de 150 a 368 °C. La Th (L-V) mitjana per cada afloraments és: A, 231 °C; C, 253 °C; B, 246 °C; i D, 241 °C (Taula 7.1).

La distribució dels valors de Th (L-V) en un histograma (Figura 7.3), defineix aproximadament un màxim absolut entre 220 i 240 °C. Els diferents afloraments tenen una contribució similar a aquest màxim. Entre 220 i 230 °C en el cas de les inclusions de l'aflorament B, i entre 240 i 250 °C en el cas dels afloraments C i A. Cal destacar

també que les mostres de l'aflorament D presenten el màxim absolut entre 260 i 270 °C.

També es pot diferenciar un màxim relatiu entre 150 i 160 °C (de molt menor importància), i un nombre significatiu d'inclusions que se situen entre 280 i 310 °C. Les poques inclusions amb temperatures superiors a 320 °C pertanyen exclusivament a l'aflorament B.

S'ha establert individualment un diagrama de salinitat vs Th (L-V) per cada aflorament (Fig. 7.5). En tots els casos observem una tendència de les inclusions a agrupar-se en determinats camps. Normalment aquests camps corresponen a diferents rangs de salinitat.

En el cas de l'aflorament A, les inclusions s'agrupen en dos grans conjunts. Primerament s'aprecia un conjunt d'inclusions de baixa salinitat (de 2,2 a 7,4 %). Les temperatures oscil·len entre

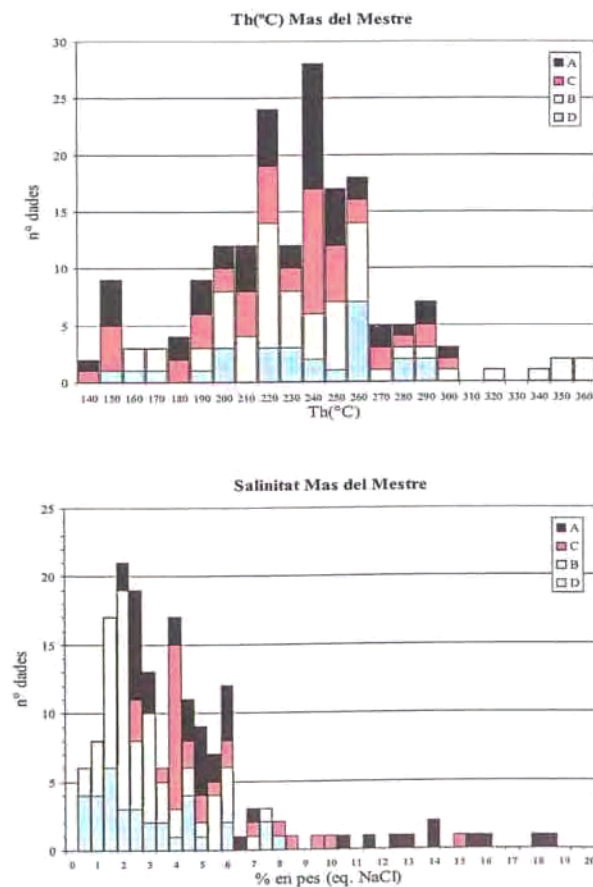


Figura 7.3. Histogrames de temperatura d'homogeneïtzació i de salinitat de les inclusions fluides del Mas del Mestre.

Figura 7.3. Histogramas de temperatura de homogeneización y de salinidad de las inclusiones fluidas del Mas del Mestre.

Taula 7.1. Taula-resum de les inclusions mesurades en el Mas del Mestre.

Taula 7.1. Tabla-resumen de las inclusiones medidas en el Mas del Mestre.

A	Th	T fusió del gel	Salinitat
Promig	231	-5	7
Màxim	309	-1	19
Mínim	150	-15	2
Desviació	39	4	5
Nº de dades	47	41	41
Moda	220-230		2 a 3

B	Th	T fusió del gel	Salinitat
Promig	246	-1,73	3,08
Màxim	368	0,00	7,86
Mínim	165	-5,00	0,53
Desviació	45	1	4
Nº de dades	57	65	65
Moda	220-230		2 a 3

C	Th	T fusió del gel	Salinitat
Promig	253	-3	6
Màxim	315	-2	15
Mínim	191	-12	3
Desviació	34	2	3
Nº de dades	27	29	29
Moda	220-230		2 a 3

D	Th	T fusió del gel	Salinitat
Promig	241	-1,95	3,24
Màxim	300	-0,40	8,14
Mínim	159	-5,20	0,70
Desviació	38	1	2
Nº de dades	27	35	35
Moda	220-230		1 a 2

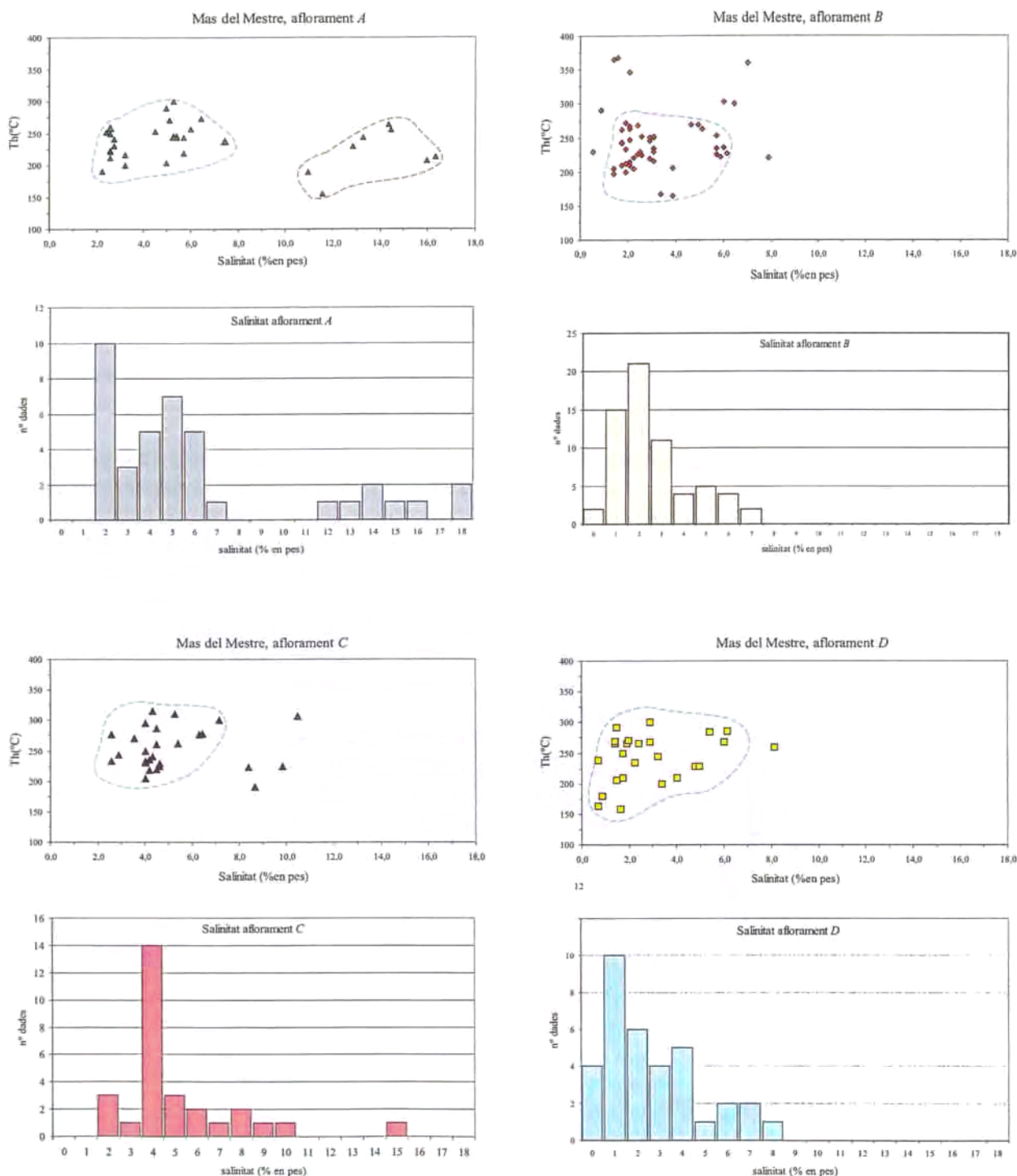


Fig. 7.5. Diagrama de TH(L-V) vs salinitat, i histograma de salinitat per a cada aflorament del dipòsit del Mas del Mestre.
Fig. 7.5. Diagrama de TH(L-V) vs salinidad, y histograma de salinidad para cada afloramiento del depósito del Mas del Mestre.

191 i 300 °C. El segon conjunt agrupa inclusions d'alta salinitat (11 a 16,3 %) i baixa temperatura (155 a 263° C).

A l'aflorament B no s'aprecia una distribució en grups diferenciats. A més, es constata una gran dispersió de les inclusions. Tanmateix, la majoria de les inclusions s'agrupen en un camp amb salinitats entre 1,4 i 6,2 %, i Th (L-V) entre 165 i 270° C.

Les inclusions que provenen de l'aflorament C defineixen un camp amb salinitats que van de 2,6 a 7,2 %, i temperatures d'homogeneització entre 205 i 315 °C.

Finalment, en el cas de l'aflorament D, les inclusions defineixen un rang de salinitat entre 0,7 i 8,14 %, mentre que la Th (L-V) varia entre 159 i 300 °C.

7.1.3. Discussió

L'estudi d'inclusions fluides s'ha fet exclusivament a partir de les inclusions que es troben atrapades en quars. De les tres famílies d'inclusions que ha estat possible reconèixer en aquestes mostres, únicament les que pertanyen al primer grup (inclusions «A») ens poden subministrar informació relativa a les condicions de cristallització del quars.

Donat que en cap cas es disposa de criteris prou fiables per establir la pressió a la qual van tenir lloc els processos de mineralització, als quals atribuïm la formació de les inclusions estudiades, la única informació que podem obtenir a partir dels assaigs d'alta temperatura són les temperatures d'homogeneïtzació, que representen la temperatura mínima a la que tingué lloc el procés. Les temperatures d'homogeneïtzació (L-V) que s'han obtingut mostren valors comparables per tots els afloraments estudiats, amb un màxim absolut entre 220 i 240 °C.

Als diferents afloraments estudiats la majoria de les inclusions es distribueixen en un rang de Th (L-V) entre 150 i 300 °C, i un rang de salinitat entre 1 i 7 % en pes equivalent de NaCl. A part, a l'aflorament A s'identifica un segon grup d'inclusions, amb Th (L-V) lleugerament inferiors, i salinitats molt superiors (entre 8 i 16 % en pes equivalent de NaCl).

Per tant, la major part de les inclusions es distribueixen en un rang relativament estret de salinitats, però molt ample en Th (L-V). Aquest fet es pot explicar a partir de canvis soferts per les inclusions posteriorment al seu atrapament, com són la fuga (*leakage*) i la dilatació (*stretching*) (Ansdell *et al.*, 1989). Les conseqüències més importants que tenen els canvis posteriors en les inclusions fluides són una variació en la densitat de la inclusió, i un canvi (augment) en la temperatura d'homogeneïtzació, mentre que la salinitat es manté inalterada. Aquestes variacions estarien lligades als processos deformatius i tèrmics que han afectat a la mineralització, i que es reflecteixen en el desenvolupament d'una sèrie de textures i estructures, com són la recristallització dels sulfurs (metamorfisme tèrmic) i la deformació dels propis cristalls de quars dels quals s'ha fet l'estudi microtermomètric. Aquests cristalls de quars presenten fàbriques de deformació (disposició dels cristalls elongada segons l'esquistositat), i microestructures de deformació interna com és l'extinció ondulant. Els efectes dels processos posteriors a la mineralització, per tant, queden enregistrats en les inclusions fluides, ja sigui per la formació de noves inclusions (secundàries), com per la modificació de les inclusions primàries. Aquest fet també s'ha reconegut al dipòsit sedex de Tom (Ba-Pb-Zn), Yukon (Ansdell *et al.*, 1989).

Tenint en compte que les inclusions que hem considerat primàries presenten evidències d'haver sofert canvis posteriors al seu atrapament, hem de tenir molta cautela a l'hora d'interpretar-ne els valors microtermomètrics. Si bé podem considerar que la salinitat obtinguda pot correspondre a la salinitat del fluid que va originar la mineralització (entre 1 i 7 % en pes equivalent de NaCl), en el cas de la Th (L-V) cal tenir present l'efecte dels processos tardans. Per això, únicament podem establir que les Th (L-V) menors (s'agrupen al voltant de 200 °C) deuen correspondre a inclusions que han sofert menor variació en la densitat, i per tant podem considerar que aquestes són les temperatures d'homogeneïtzació pròpies del dipòsit.

Pel que fa a les inclusions d'elevada salinitat mesurades a l'aflorament A, podrien haver-se format com inclusions secundàries, encara que texturalment no hagin estat reconegudes com a tals.

7.2. DIPÒSIT POU DEL COBUS

La mostra a partir de la qual s'ha fet l'estudi d'inclusions fluides prové d'un nivell de magnetita amb hematites i quars. En aquesta mostra han estat localitzades 94 inclusions fluides de mida prou gran com per ser estudiades. D'aquestes, 85 han proporcionat dades microtermomètriques. El quars és microcristal·lí i al·lotriomòrfic, i tendeix a desenvolupar una textura granular. Aquest quars és més tardà que la magnetita, a qui reemplaça seguint les exfoliacions. És força ric en inclusions sòlides, particularment d'hematites acicular, calcita, clorita, i sulfurs en petites quantitats (galena, piritita).

7.2.1. Petrografia de les inclusions

En general, les inclusions són molt similars a les estudiades a l'apartat anterior, doncs es tracta d'inclusions bifàsiques "L+V", amb un grau de reompliment que en molts casos excedeix el 0.9.

Pel que fa a la mida, la majoria de les inclusions tenen menys de 10 µm.

En aquests cristalls de quars també distingim diversos grups d'inclusions. Un primer grup, format per inclusions molt similars a les inclusions que hem considerat primàries (inclusions «A») en els cristalls de quars del Mas del Mestre, tant pel que fa a la morfologia com per la seva disposició. I un segon grup d'inclusions clarament secundàries, amb un aspecte similar a les anteriors però disposades segons plans.

Únicament s'han estudiat les inclusions del primer grup, que considerarem primàries.

7.2.2. Resultats

Els resultats dels assaigs microtermomètrics es resumeixen a la taula 7.2.

La temperatura de fusió del gel s'ha pogut mesurar en 81 inclusions fluides. En cap cas ha estat possible determinar temperatures de fusió de la hidrohalita.

La salinitat de les inclusions s'ha calculat a partir de l'equació de Potter *et al.* (1982). Els valors de salinitat oscil·len en un ampli rang, entre 1.1 i 13.9 % en pes equivalent de NaCl. La seva distribució en un histograma (Figura 7.6) és bimodal, amb el màxim absolut aproximadament entre 2 i 6 %, i un màxim relatiu entre 9 i 11 % en pes equivalent de NaCl.

Pel que fa a la temperatura d'homogeneïtzació (Th L-V), ha pogut ser mesurada en 81 inclusions. Les mesures van de 146 a 310 °C, i la Th (L-V) mitjana és 256°C (Taula 7.2).

La distribució d'aquestes temperatures en un histograma és força irregular (Figura 7.6). A grans trets es pot establir un màxim entre 190 i 240°C, i s'aprecia una població d'inclusions amb temperatures d'homogeneïtzació més elevades (de 260 a 310°C).

Per aquestes inclusions també s'han projectat els valors de salinitat vs Th (L-V) (Figura 7.7). En aquest gràfic es poden diferenciar dos grups, tot i que aquests són molt més amplis que en els afloraments del Mas del Mestre. Primerament es pot establir un grup amb salinitats entre 1,6 i 6,9 %, i Th (L-V) entre 146 i 267°C. L'altre conjunt abasta inclusions de salinitat (de 8 a 14 %) i temperatura (de 211 a 310 °C) més altes.

7.2.3. Discussió

En el dipòsit del *Pou del Cobus*, el quarz és clarament tardà respecte a la mineralització de sulfurs, que es troba gairebé totalment reemplaçada. Les inclusions que han estat estudiades en aquest últim aflorament, per les seves característiques morfològiques i texturals les considerem primàries; en cas de ser així la informació que proporcionen és relativa al procés durant el qual es forma la paragénesi magnetita-quars.

Les temperatures d'homogeneïtzació (L-V) que s'han obtingut són comparables amb les del Mas del Mestre.

Pel que fa a les inclusions d'elevada salinitat, podrien haver-se format com inclusions secundàries, encara que texturalment no hagin estat reconegudes com a tals.

Taula 7.2. Taula-resum de les inclusions mesurades en el Pou del Cobus.

Taula 7.2. Tabla-resumen de las inclusiones medidas en el Pou del Cobus.

Po	Th	T fusió del gel	Salinitat
Promig	246	-1,73	3,08
Màxim	310	-0,65	13,94
Mínim	146	-10,00	1,14
Desviació	37	2	3
Nº de dades	80	80	80
Moda	220-230		2 a 3

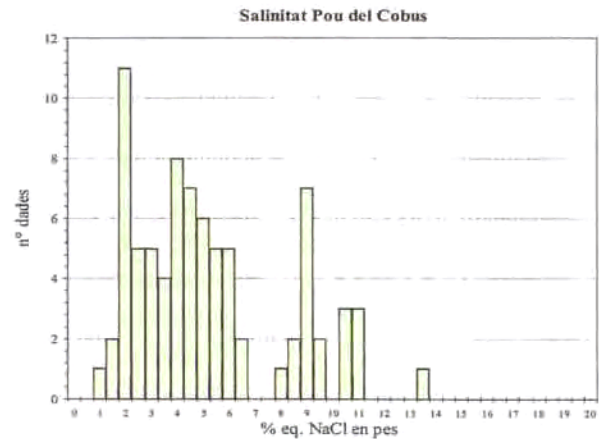
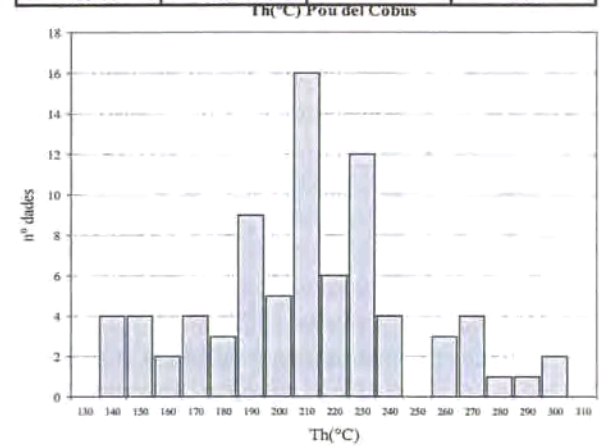


Figura 7.6. Histogrames de temperatura d'homogeneïtzació i de salinitat de les inclusions fluides del Pou del Cobus.

Fig. 7.6. Histogramas de temperatura de homogeneización y de salinidad de las inclusiones fluidas del Pou del Cobus.

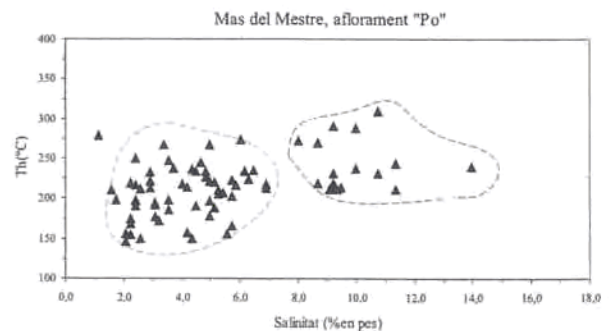


Figura 7.7. Diagrama de TH(L-V) vs salinitat, per les inclusions del Pou del Cobus.

Figura 7.7. Diagrama de TH(L-V) vs salinidad, para las inclusiones del Pou del Cobus.

7.3. MAS DEL BESSÓ: ESTUDI MICROTERMOMÈTRIC D'INCLUSIONS FLUIDES

En el dipòsits del Mas del Bessó s'han realitzat estudis d'inclusions fluides tant en minerals de mena com de ganga. L'esfalerita és l'únic mineral de mena que es prestava a aquesta mena d'estudis, i s'han seleccionat mostres representatives dels nivells massissos d'esfalerita intercalats en nivells de calcosilicats; els afloraments de tipus skarn no presenten esfalerita de mida suficient per a poder fer l'estudi. Per tant, per tal de realitzar l'estudi microtermomètric s'han utilitzat mostres procedents de l'aflorament *Bes-1*, on es reconeix un tram ric en esfalerita de 2,25 m de potència, la màxima de tot el dipòsit. Els cristalls d'esfalerita són totalment al·lotriomorfs i de mida de gra relativament gran (alguns mil·límetres). Com ha estat esmentat anteriorment, l'esfalerita desenvolupa una textura granoblàstica, en associació amb calcopirita i epidota.

D'altra banda, també s'han estudiat inclusions fluides a partir de mostres de quars, calcita i scheelita del *skarn* desenvolupat a l'aflorament *Bes-3*. Dels tres minerals estudiats en aquest aflorament, únicament la calcita ha proporcionat abundants inclusions amb una mida prou gran com per ser mesurades.

7.3.1. INCLUSIONS EN ESFALERITA

7.3.1.1. Petrografia de les inclusions

Únicament s'han localitzat 37 inclusions fluides a partir de 2 mostres, de les quals tan sols 10 han pogut subministrar alguna informació microtermomètrica en els assaigs de platina. Aquestes darreres inclusions corresponen totes elles a cristalls d'esfalerita d'una única mostra.

Totes les inclusions estudiades són bifàsiques, amb predomini de la fase líquida (L+V). El grau de reompliment (F) de les inclusions varia entre 0.90 i 0.95. La mida de les inclusions oscil·la entre 10 i 30 μm . La morfologia és variable, però hi ha certa tendència a presentar formes allargades amb vores arrodonides.

Aplicant els criteris de Roedder (1976, 1981), podem atribuir a les inclusions seleccionades un

origen primari respecte al moment de la formació dels cristalls que les contenen. S'han escollit inclusions aïllades, que no es desenvolupen segons plans, i que no presenten evidències morfològiques d'haver sofert estrangulaments.

L'estudi microtermomètric en aquest cas s'ha vist dificultat per la opacitat de l'esfalerita, com a conseqüència del seu elevat contingut en Fe (de 6 a 11 en pes %). Degut a això el gruix de la làmina prima necessari per visualitzar les inclusions no podia excedir les 30 μm . Cal afegir que la densitat d'inclusions és molt baixa en totes les mostres d'esfalerita observades.

7.3.1.2. Resultats

S'han realitzat assaigs microtermomètrics de baixa i alta temperatura. Els resultats dels assaigs es mostren a la taula 1.

Pel que fa als assaigs de baixa temperatura, les inclusions han estat refredades repetidament fins a -120°C i escalfades fins a temperatura ambient. Tanmateix, degut a la petita mida de les inclusions i la opacitat dels cristalls d'esfalerita, en cap cas s'han pogut observar eutèctics de fusió ni temperatures de fusió de la hidrohalita.

Taula 1. Mesures realitzades a partir d'inclusions fluides en cristalls d'esfalerita (aflorament *Bes-1*).

Tabla 1. Mediciones realizadas a partir de inclusiones fluidas en cristales de esfalerita (afloramiento *Bes-1*).

Inclusió	Th	T(f. Gel)	salinitat
#1	274	-1,8	3,1
#2	310	-1,8	3,1
#3	-	-2,0	3,4
#4	280	-1,8	3,1
#5	300	-1,8	3,0
#6	303	-2,1	3,5
#7	284	-1,0	1,7
#8	287	-1,9	3,2
#9	291	-1,6	2,7
#10	273	-0,8	1,4

Tan sols s'han pogut observar temperatures de fusió del gel, que varien entre -2.1 i -0.8°C , amb un valor mitjà de -1.7°C . A partir d'aquestes temperatures s'han obtingut les salinitats, aplicant l'equació de Potter *et al.* (1982). La salinitat varia entre 1 i 4 % (pes de NaCl equivalent). La major part de valors es concentren al voltant del 3 %. Tanmateix, hi ha dues inclusions que presenten valors de salinitat lleugerament inferiors (al voltant de 1.5 %).

Durant els assaigs d'alta temperatura únicament s'han pogut observar temperatures d'homogeneïtzació (Th L-V). La temperatura d'homogeneïtzació de les inclusions oscil·la entre 273 i 289 °C. La temperatura mitjana és de 289 °C (Taules 1 i 2).

En un diagrama de salinitat vs temperatura d'homogeneïtzació totes les inclusions es troben agrupades al voltant del punt (Th=274 – salinitat=3) (Figura 1).

7.3.1.3. Discussió

Les inclusions estudiades en el dipòsit del Mas del Bessó provenen de mostres d'esfalerita corresponents als nivells de sulfurs massissos amb calcosilicats que es troben intercalats en nivells d'epidotita. L'esfalerita d'aquests nivells es desenvolupa en cristalls al·lotriomorfs amb una mida mil·limètrica, amb contactes d'equilibri entre els grans d'esfalerita i amb la resta de sulfurs. Com s'ha remarcat a l'apartat de mineralogia i textura del dipòsit del Mas del Bessó, les associacions de sulfurs presenten evidències d'haver estat recristal·litzada durant el metamorfisme de contacte (textures granoblàstiques poligonals, i maclat polisintètic desorientat).

Petrogràficament les inclusions semblen haver-se format simultàniament a la cristal·lització de l'esfalerita, doncs aplicant els criteris de Roedder (1976, 1981) podem considerar-les inclusions primàries. Com que els cristalls d'esfalerita s'han format durant la recristal·lització originada pel metamorfisme, podem atribuir aquestes inclusions als fluids que van acompanyar la recristal·lització.

En conclusió, la informació termomètrica que s'obté d'aquestes inclusions correspon al metamorfisme de contacte. Si tenim en compte que quan tingué lloc l'emplaçament dels granitoids (magmatisme tardihercinià) ja s'havia dipositat tota la sèrie carbonífera (fins a 2500 m de sediments majoritàriament detrítics) (Sáez i Anadón, 1989), cal tenir en compte la pressió litostàtica exercida

Taula 2. Taula-resum de les inclusions fluides mesurades en cristalls d'esfalerita.

Taula 2. Tabla-resumen de las inclusiones fluidas medidas en cristales de esfalerita.

Bes	Th	T fusió del gel	Salinitat
Promig	289	-1,7	2,8
Màxim	310	-0,8	3,5
Mínim	273	-2,1	1,4
Desviació	13	0,4	0,7
Nº de dades	9	10	10

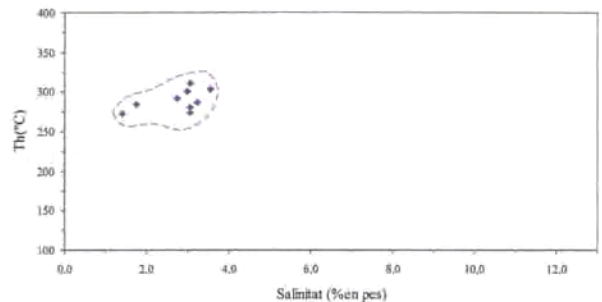


Figura 1. Diagrama de TH(L-V) vs salinitat per les inclusions en esfalerita del Mas del Bessó.

Figura 1. Diagrama de TH(L-V) vs salinidad para las inclusiones en esfalerita del Mas del Bessó.

per aquests materials a l'hora d'establir el rang de temperatures.

Per obtenir la temperatura de formació de les inclusions a partir de la temperatura d'homogeneïtzació tenint en compte la pressió s'han establert dues isocores extremes ($y_{(1)} = 11.052x - 3144.6$; $y_{(2)} = 10.012x - 3009.6$, on «y» és la pressió i «x» la temperatura). El rang de pressions s'ha establert en base a dos criteris:

a- En primer lloc, com a pressió mínima, s'ha considerat la columna de sediments paleozoics que va jaure per sobre del dipòsit del Mas del Bessó. Tenint en compte la posició estratigràfica del dipòsit, que se situa a uns 500 m de la base de la sèrie carbonífera en el Domini de Prades (Melgarejo, 1987), es dedueix que la columna de sediments que es van dipositar per sobre del dipòsit va ser, com a mínim, de 2000 metres. Amb una densitat mitjana de $2.6 \text{ tm} / \text{m}^3$, la pressió que exercirien aquests sediments seria de 510 bar. Les temperatures obtingudes a partir de les isocores són 331°C per $y_{(1)}$ i 352°C per $y_{(2)}$.

b- En segon lloc, com a pressió màxima s'ha considerat 800 bar, valor obtingut per Ayora *et al.* (1987) a partir de les inclusions fluides en quars i scheelita dels filons de Poblet, que es troben encaixats en la cúpula de la intrusió granítica de la

Pena. Les temperatures obtingudes a partir de les isocores són 357°C per $y_{(1)}$ i 381°C per $y_{(2)}$.

La pressió que troba aquest darrer autor (800 bar) és bastant més elevada que la calculada a partir de la pressió litostàtica exercida per la columna de sediments mesurada a partir de les columnes estratigràfiques disponibles (510 bar). Aquesta diferència podria ésser originada pel fet de que en el aquest segon cas no s'ha tingut en compte l'engruiximent causat per l'orogènia herciniana. També podria passar que la potència real de la sèrie carbonífera fos força més gran que la potència aflorant mesurada pels diferents autors que han treballat a la zona.

En conclusió, tenint en compte el rang de pressions que va de 510 a 800 bar, les temperatures a les que es van formar les inclusions fluides va de 331 a 381°C . Per tant aquestes temperatures correspondrien al metamorfisme durant el qual es va produir la recristal·lització dels sulfurs del Mas del Bessó.

7.3.2. INCLUSIONS EN CALCITA (Bes-3)

7.3.2.1. Petrografia de les inclusions

S'han obtingut dades microtermomètriques per un total de 33 inclusions, corresponents a cristalls de calcita de 2 mostres del skarn de l'aflorament Bes-3.

Totes les inclusions estudiades són bifàsiques (L+V), amb predomini de la fase líquida. El grau de reompliment (F) de les inclusions se situa al voltant de 0.90. La mida de les inclusions oscil·la entre 5 i $15\ \mu\text{m}$. La morfologia és variable, amb predomini de les formes allargades.

Si tenim en compte els criteris de Roedder (1976, 1981), no podem assegurar que es tracti d'inclusions primàries, ja que sovint els grups d'inclusions s'arrangen paral·lelament als plans d'exfoliació de la calcita.

7.3.2.2. Resultats

Els resultats dels assaigs d'alta i baixa temperatura es resumeixen a la taula 3.

Per cada inclusió s'ha procedit primerament a realitzar l'assaig de baixa temperatura, d'igual manera que pel cas de les inclusions en esfalerita. En cap cas ha estat possible d'observar eutèctics de fusió, ni fusió d'hidrohalita. En canvi, s'han obtingut 30 mesures de fusió del gel. Cal dir que la

Taula 3. Taula-resum de les inclusions fluides mesurades en cristalls de calcita.

Taula 3. Tabla-resumen de las inclusiones fluidas medidas en cristales de calcita.

	Th	T (f-gel)	salinitat
màxim	368	-0,7	7,2
mínim	226	-4,5	1,2
promig	320,3	-2,7	4,4
desviació	30,9	1,1	1,7
nº dades	28	29	29

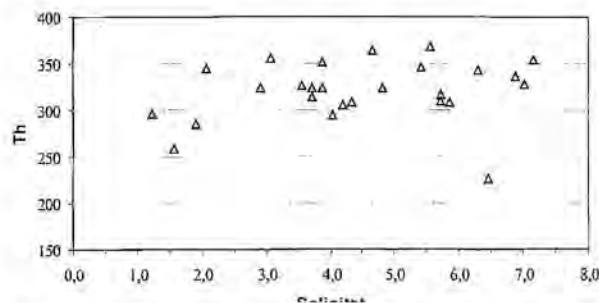


Figura 2. Diagrama de TH(L-V) vs salinitat per les inclusions en calcita del skarn Bes-3.

Figura 2. Diagrama de TH(L-V) vs salinidad para las inclusiones en calcita del skarn Bes-3.

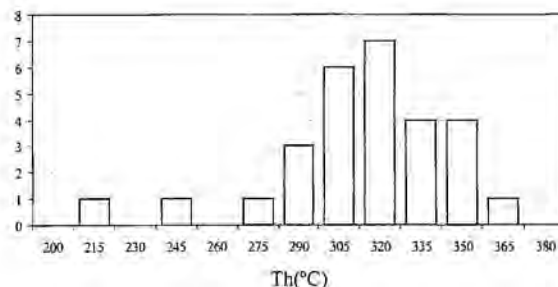


Figura 3. Histograma de les temperatures d'homogeneïtzació de les inclusions en calcita del skarn Bes-3.

Figura 3. Histograma de temperaturas de homogeneización de las inclusiones en calcita del skarn Bes-3.

petita mida de les inclusions ha dificultat enormement d'obtenir dades precises. Les temperatures de fusió del gel mesurades oscil·len en un ample rang, entre $-4,5$ i $-0,7^{\circ}\text{C}$, amb un valor mitjà de $-2,7^{\circ}\text{C}$. Els valors de salinitat, calculats a partir de l'equació de Potter *et al.* (1982), també oscil·len molt, entre 1,2 i 7,2 % en pes equivalent de NaCl (Taula 3, figura 2).

Les temperatures d'homogeneïtzació (Th L-V) han pogut ser mesurades en 28 inclusions. Les temperatures oscil·len entre 226 i 369°C , amb un valor mitjà de 320°C (Taula 3). A diferència de les salinitats, els valors de Th estan força agrupats al voltant del valor mitjà (figura 3).

7.3.2.3. Discussió

Els cristalls de calcita dels quals s'ha fet l'estudi microtermomètric d'inclusions fluides procedeixen del *skarn* desenvolupat en el contacte entre un paquet de dolomicrites i un dic de pòfir granític, a l'aflorament *Bes-3*.

La informació obtinguda d'aquestes inclusions pot ser representativa, per tant, dels processos mineralitzadors associats al contacte. De la mateixa manera que anteriorment, per obtenir la temperatura de formació dels cristalls de calcita és necessari considerar la pressió. En aquest cas també s'han establert dues isocores extremes ($y_{(1)} = 10.576x -$

3053.6 ; $y_{(2)} = 8.28x - 2763$, on «y» és la pressió i «x» la temperatura).

Novament hem considerat una pressió mínima de 510 bar (pressió litostàtica exercida per la columna de sediment), i una pressió màxima de 800 bar (d'acord amb el treball d'Ayora *et al.*, 1987).

D'acord amb aquest rang de pressions, les temperatures obtingudes aplicant les isocores varien entre 337 i 430 °C.

Aquestes temperatures resulten significativament superiors a les del metamorfisme exercit sobre els nivells d'esfalerita de l'aflorament *bes-1*, com era d'esperar, tenint en compte que aquest aflorament se situa a uns 100 m del contacte amb el dic de pòfir.

7.4. CARACTERITZACIÓ DELS FLUIDS DE LES SURGÈNCIES SUBMARINES: DISCUSIÓ

7.4.1. INCLUSIONS FLUIDES EN SEDEX

No són abundants els treballs publicats sobre inclusions fluides en dipòsits de tipus sedex, degut a petita mida de gra que generalment presenten les seves menes i minerals associats a la mineralització estratiforme (Large, 1981). Per aquesta causa, els treballs disponibles d'inclusions en dipòsits de tipus sedex han estat realitzats en la seva majoria a partir de mostres obtingudes en les vetes que representen els canals d'alimentació, on es donen minerals de mida de gra més gran i amb major proporció de minerals transparents. Tanmateix, aquests stockworks no són gaire comuns en els dipòsits sedex, i aquesta causa explica el reduït volum de treballs que s'hagin publicat sobre el tema. En canvi, els treballs d'inclusions fluides en dipòsits vulcanogènics, realitzats majoritàriament a partir de mostres del *stockwork*, són comparativament més abundants, degut a que en aquests dipòsits els canals d'alimentació estan generalment ben representats. Comentarem els resultats d'alguns dipòsits.

Al dipòsit de Pb-Zn encaixat en sèries clàstiques d'edat devoniana de Jason, al Canadà, Gardner i Hutcheon (1985) han estudiat inclusions fluides en cristalls de quars, siderita i ankerita d'unes vetes que corresponen al que s'interpreta com a zona d'alimentació del dipòsit. La salinitat que mesuren aquests autors està al voltant del 9% equivalent en pes de NaCl, i la temperatura d'homogeneïtzació al voltant de 250°C. Moltes de les inclusions que analitzen presenten CO₂.

Kevin *et al.* (1989) han estudiat les inclusions fluides al dipòsit de sedex (Ba-Pb-Zn) de Tom (Yukon), en mostres de quars i ankerita procedents d'unes vetes interpretades com a zona d'alimentació del dipòsit. Segons aquests autors, en aquest cas les dades microtermomètriques proporcionades per les inclusions en ankerita (salinitat al voltant de 9% equivalent en pes de NaCl, temperatura d'homogeneïtzació entre 157 i 335°C) són representatives del fluid responsable de la formació del dipòsit, mentre que les mostres de quars proporcionen informació sobre els fluids que acompanyen la deformació que ha afectat el dipòsit.

Al dipòsit encaixat en carbonats d'edat Tournaisià de Silvermines (Zn-Pb-Ba), a Irlanda, Samson i Russell (1987) han realitzat un estudi d'inclusions fluides en mostres procedents tant de la mineralització epigenètica, com de la singenètica-sinsedimentària. La salinitat resulta d'entre 8 i 28 % en pes de NaCl, mentre que la temperatura d'homogeneïtzació oscil·la entre 50 i 260°C. Per aquestes temperatures es requereix una profunditat mínima en el mar de 80 m per evitar l'ebullició.

El dipòsit sedex de Pb-Zn Sullivan (Canadà) és un dels més importants en explotació i compta amb una zona d'alimentació ben estudiada. Per aquesta causa, s'han realitzat diversos estudis d'inclusions fluides. Leitch (1991) hi analitza inclusions atrapades en quars, carbonat, albita i cassiterita. Entre aquestes darreres inclusions en reconeix un primer grup d'elevada temperatura d'homogeneïtzació (entre 200 i 415°C) i salinitat (de fins a 40% en pes equivalent de NaCl), i els assigna un origen sin o premetamòrfic. També reconeix un segon grup de baixa temperatura (entre 105 i 130°C) i moderada salinitat (10 a 20% en pes equivalent de NaCl), que atribueix a processos postmetamòrfics. Aquest autor considera que l'absència d'inclusions en esfalerita de la mineralització estratiforme, s'explica per la seva destrucció durant el metamorfisme dinàmic. Leitch i Turner (1991), en canvi, en un estudi posterior van realitzar un estudi d'inclusions fluides atradades en cristalls de quars en vetes de la zona d'alimentació, obtenint-se temperatures d'homogeneïtzació d'uns 300°C, i salinitats elevades (15 a 32% en pes equivalent de NaCl), que interpreten com a representatives del fluid que va generar el dipòsit, mentre que les altres són reinterpretades com a més tardanes.

Herrington *et al.* (1998) han estudiat inclusions fluides en cristalls de quars dels nivells de sufurs massissos del dipòsits silurians encaixats en roques volcàniques dels Urals. Les temperatures d'homogeneïtzació d'aquestes inclusions superen els 350°C, i la salinitat està al voltant de 3,2 % en pes equivalent de NaCl. Les inclusions no enregistren evidències d'ebullició.

Pel que fa als dipòsits exhalatius submarins actuals, també s'ha realitzat algun estudi a partir d'inclusions fluides (p.ex., Lécuyer *et al.*, 1999), tot i que la major part de la informació que hi ha en relació als fluids hidrotermals dels sistemes actuals s'ha obtingut a partir de mesures i mostreig directe de fluid. Per aquesta mateixa raó, des d'un punt de vista metodològic, són especialment interessants els treballs que comparen les mesures d'inclusions fluides obtingudes en els minerals precipitats i les mesures directes de les característiques físico-químiques del fluid. Per exemple, en el treball de Peter *et al.* (1986) els resultats obtinguts mitjançant ambdós mètodes són molt similars.

La salinitat del fluid hidrotermal emès per sorgències submarines actuals varia àmpliament entre els diferents sistemes hidrotermals, i fins i tot dins d'un mateix grup de sistemes exhalatius propers, com passa a Guaymas (Peter *et al.*, 1986). Mentre que en molts casos la salinitat és superior a la de l'aigua de mar, com per exemple al dipòsit de Plume, amb una salinitat 2 vegades la de l'aigua marina (Von Damm i Bischoff, 1987), en d'altres s'han mesurat salinitats molt inferiors, com en el cas de les sorgències del sistema ASHES, on la salinitat és un terç de la de l'aigua de mar (Butterfield *et al.*, 1988), o molt més inferiors encara (de l'ordre de 100 vegades més baixa que l'agua marina, Edmonds i von Damm, 1992), i són molt rares les sorgències amb salinitats properes a l'aigua marina (Bischoff i Rosenbauer, 1989), com en el cas de la cinca Woodlark (Binns *et al.*, 1993).

Per explicar variacions tant grans de salinitat, s'ha proposat la hipòtesi d'una dissolució-precipitació en profunditat de fases portadores de Cl (Edmon *et al.* 1979). Posteriorment, altres autors han posat en dubte l'efectivitat d'aquest mecanisme, especialment per explicar una pèrdua de salinitat, i han suggerit que cal buscar l'origen d'aquestes variacions de salinitat en fenòmens de separació de fases durant la circulació profunda d'aigua marina (Von Damm, 1988, Cowan i Cann, 1988). Bischoff i Rosenbauer (1989), han proposat un model de convecció «*layered double diffusive convection*» per explicar les sorgències amb salinitat superior a la salinitat de l'aigua de mar, i d'acord a aquest model únicament es poden generar salinitats inferiors a la de l'aigua del mar si hi ha un procés d'ebullició de la salmorra. En canvi, les salinitats molt elevades, com l'enregistrada a l'Atlantis II Deep a la Mar Roja, s'explica a partir del rentat de nivells d'evaporites que es toben intercalades en la sèrie infrajacent als dipòsits (per exemple, Blum i Puchelt, 1991).

7.4.2. ELS FLUIDS MINERALITZANTS DELS DIPÒSITS CARBONÍFERS

Dels diversos afloraments de materials paleozoics es disposa d'informació microtermomètrica d'inclusions fluides únicament dels dipòsits d'edat carbonífera, concretament del Mas del Mestre, de l'indici del Pou del Cobus, i del dipòsit del Mas del Bessó. En aquest darrer dipòsit, tanmateix, les inclusions fluides estudiades són atribuïbles a processos posteriors a la formació de la mineralització estratiforme. En cap dels indicis silurians han estat localitzats minerals lligats al dipòsit i que continguin inclusions fluides analitzables mitjançant les tècniques microtermomètriques. Cal tenir en compte, per tant, que la informació disponible sobre els fluids mineralitzants és molt limitada, i únicament procedeix de dos indicis (Mas del Mestre i Pou del Cobus). No tenim cap evidència de que aquesta informació sigui representativa de la resta de dipòsits. L'absència en aquests dipòsits d'afloraments d'un *stockwork* basal o zona d'alimentació, restringeix l'estudi d'inclusions fluides als cristalls de quars hidrotermal associats als trams mineralitzats amb sulfurs i òxids, a diferència de la major part de treballs publicats en dipòsits de tipus sedex. Aquests cristalls de quars són típicament idiomorfs i poiquiloblàstics, de manera que reemplacen part dels sulfurs i estan fortament deformats. Poden ser representatius dels processos hidrotermals tardans o bé diagenètics. Cal tenir en compte que cristalls de quars idiomorfs en tot comparables als esmentats els hem observat en dipòsits sedex no metamorfitzats de Cuba Occidental (estudis en curs), i que cristalls similars han estat dragats en dipòsits actuals en el fons del mar Tirré (Minniti i Bonavia, 1984).

Des del punt de vista de les inclusions fluides no existeixen diferències importants entre el dipòsit del mas del Mestre i el Pou del Cobus. La temperatura d'homogeneïtzació de les inclusions varia entre 146 i 368°C, amb una moda entre 240 i 250°C. Aquest rang de temperatures és compatible amb la major part de dades publicades sobre dipòsits fòssils, i amb les temperatures mesurades en molts dipòsits exhalatius submarins actuals suara esmentats (en particular, s'assembla molt als de la conca de Guaymas, encaixat en sediments, Peter i Scott, 1988). La salinitat, descartant aquelles inclusions que hem considerat secundàries, pot oscilar entre 1 i 7 % en pes equivalent de NaCl. Les densitats obtingudes per aquestes inclusions varien majoritàriament en un

rang d'entre 0,7 i 0,9 g/cm³. Per tant, les salinitats que s'obtenen en els dipòsits carbonífers són baixes, i algunes d'elles inferiors a les de l'aigua marina. Aquests valors de salinitat són inferiors als publicats sobre inclusions en dipòsits sedex (p.ex., al Canadà: dipòsit de Jason 9% equivalent en pes de NaCl; Gardner i Hutcheon, 1985; dipòsit de Tom 9%, Kevin *et al.*, 1989; dipòsit de Sullivan 15-32%, Leitch i Turner, 1991; i a Irlanda: Silvermines 8-28 %, Samson i Russell, 1987). Tanmateix, no és infreqüent en dipòsits exhalatius submarins actuals que es produeixi la emanació de fluid hidrotermals amb densitats significativament inferiors a l'aigua marina (Bischoff i Rosenbauer, 1989). Més encara: les salinitats i temperatures són molt similars a les que s'obtenen en els diversos centres exhalatius de Guaymas, que són precisament dels pocs exemples de mineralitzacions exhalatives actuals conegudes que estiguin encaixats en sediments (Peter *et al.*, 1986).

Tenint en compte aquests resultats, i si considerem que les inclusions són primàries i que no han sofert modificacions substancials durant els processos geològics post-mineralització, hem de descartar, en el dipòsit del Mas del Mestre, una precipitació en un *brine pool*, com la que es dona actualment al fons de la Mar Roja (zona Atlantis II, Zierenberg i Shanks, 1986; Bäcker i Lange, 1987; Ramboz *et al.*, 1988). La baixa densitat de les inclusions pot indicar que el fluid emès formava una ploma ascendent (*buoyant plume*).

Per altra banda, no existeixen criteris d'ebullició en cap dels dipòsits estudiats. Si s'accepta que els dipòsits de la Vall Alta del Cortiella i de l'Argentera es van formar en un fons submarí, per tal d'evitar l'ebullició és necessària una pressió mínima exercida per la columna d'aigua. Aquesta pressió (o profunditat equivalent) mínima es pot calcular d'acord al diagrama de Haas (1971), que relaciona la salinitat del fluid emès, la temperatura i la profunditat (figura 1). D'acord a aquest diagrama, la columna mínima d'aigua necessària per a evitar l'ebullició en els

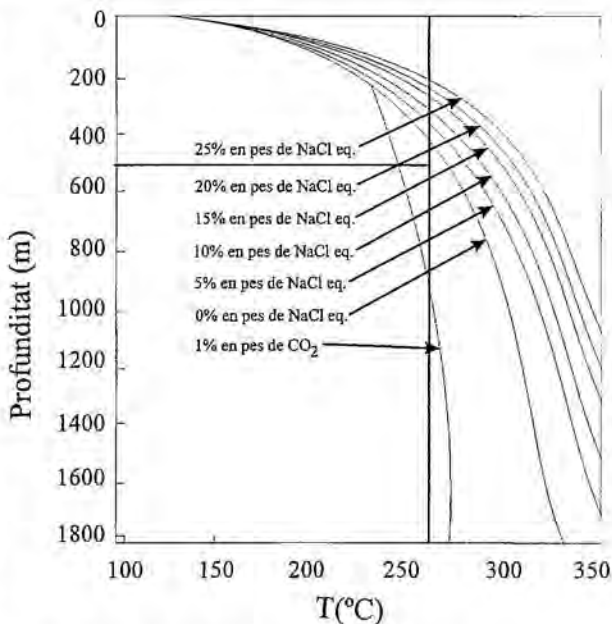


Figura 1. Corbes d'ebullició en funció de la temperatura, salinitat i pressió (profunditat), i càlcul de la profunditat mínima de la columna d'aigua suprajacent per tal d'evitar l'ebullició en els dipòsits de la Vall Alta del Cortiella. Adaptat de Haas (1971).

Figura 1. Curvas de ebullición en función de la temperatura, salinidad y presión (profundidad), y cálculo de la profundidad mínima de la columna de agua suprayacente para evitar la ebullición en los depósitos del Valle Alto del Cortiella. Adaptado de Haas (1971).

dipòsits de la Vall Alta del Cortiella seria d'uns 500 m, però és molt probable que fos molt superior si es té en compte les fàcies turbidítiques que encaixen el dipòsit, així com l'absència de fauna.

Com s'ha discutit en l'apartat corresponent, a les mineralitzacions del Mas del Bessó no s'han localitzat inclusions fluides que es considerin representatives dels processos primaris del dipòsit estratolligat, i no seran discutides en aquest apartat.

CAPÍTOL VIII

GEOQUÍMICA D'SÒTOPS ESTABLES I RADIOGÈNICS

8.1. ISÒTOPS DE SOFRE DE LA SÈRIE DETRÍTICO-CARBONATADA INFERIOR (CAMBRIÀ??)

Per explicar la composició isotòpica del S d'alguns dipòsits sedex és necessari considerar la possibilitat de que el S procedeixi, almenys en part, de les sèries sedimentàries infrajaccents, a partir de la dissolució de pirita (Russell, 1983). Si tenim en compte aquesta possibilitat, és necessari caracteritzar la composició isotòpica de les diferents unitats portadores de sulfurs, per discutir l'origen del sofre dels dipòsits sedex (silurians i carbonífers) estudiats.

Per començar, s'ha realitzat un estudi isotòpic de sofre en sulfurs en els afloraments de la sèrie *detrítico-carbonatada inferior* (Melgarejo, 1987). Aquesta sèrie, que representa els materials més antics de la zona, aflora extensament al SW del domini del Priorat Central.

Existeixen discrepàncies en les edats que els diferents autors (Crespo i Michel, 1980; Melgarejo, 1987) atribueixen a aquestes unitats. En cap cas, però, s'han datat amb criteris paleontològics. Segons Gozalo (com. pers.), la troballa de restes de trilòbits, afegida a la similitud de fàcies amb la Serralada Ibèrica, fan pensar que la seva edat sigui cambriana.

8.1.1. MOSTREIG

S'han analitzat 15 mostres de sulfurs, representatives de dues unitats de la sèrie *detrítico-carbonatada inferior*: a) la unitat de El Molar, i b) la unitat de Pinyeres.

a) La unitat de El Molar (Melgarejo, 1987), presenta una potència mínima de 75m, amb un tram inferior d'uns 30 m de pissarres negres riques en disseminacions de sulfurs, seguit d'un tram predominantment carbonatat d'uns 45 m de potència.

Aquesta unitat ha estat estudiada en els afloraments del pont del Siurana, prop del poble de El Molar. S'hi han recolectat un total d'onze mostres, procedents del trànsit entre les pissarres negres i el tram carbonatat (Figura 8.1). Aquesta zona de trànsit és rica en intercalacions de nivells de potència centimètrica a decimètrica de nivells verds microcristal·lins, formats essencialment per quars, clinopiroxè i clorita. Els nivells verds són

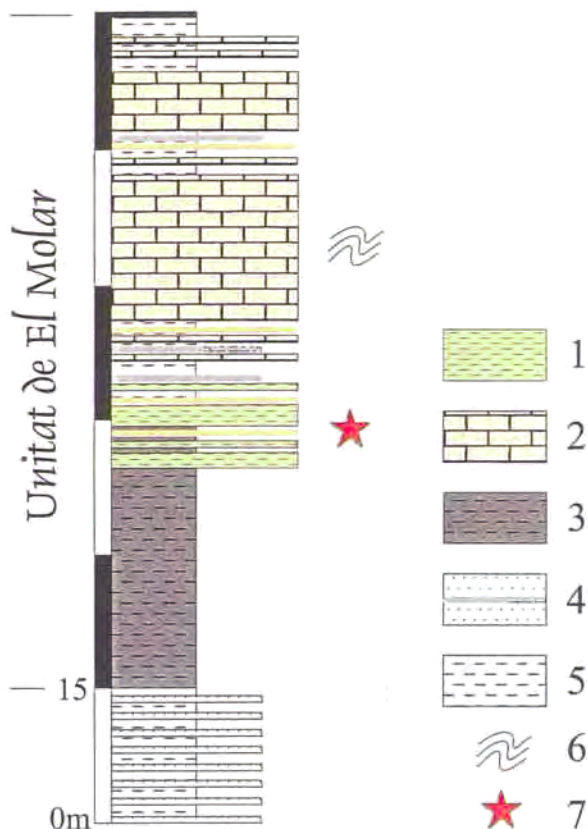


Figura 8.1. Columna estratigràfica de la unitat de El Molar, amb la situació de les mostres. 1, nivells verds amb sulfurs; 2, calcàries; 3, pissarres negres; 4, quarzites; 5, pissarres grises; 6, plecs sinsedimentaris de tipus *slump*; 7, situació de les mostres. A partir de Melgarejo (1987).

Figura 8.1. Columna estratigràfica de la unidad de El Molar, con la situación de las muestras. 1, niveles verdes con sulfuros; 2, calizas; 3, pizarras negras; 4, cuarcitas; 5, pizarras grises; 6, pliegues sinsedimentarios de tipo *slump*; 7, situación de las muestras. A partir de Melgarejo (1987).

rics en sulfurs disseminats (pirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita i galena) de mida de gra generalment submil·limètrica. Els sulfurs que predominen són la pirrotita, la pirita i l'esfalerita, la galena i la calcopirita són més rares. Per altra banda, la galena, de vegades, es presenta en vetes d'amplada inframil·limètrica.

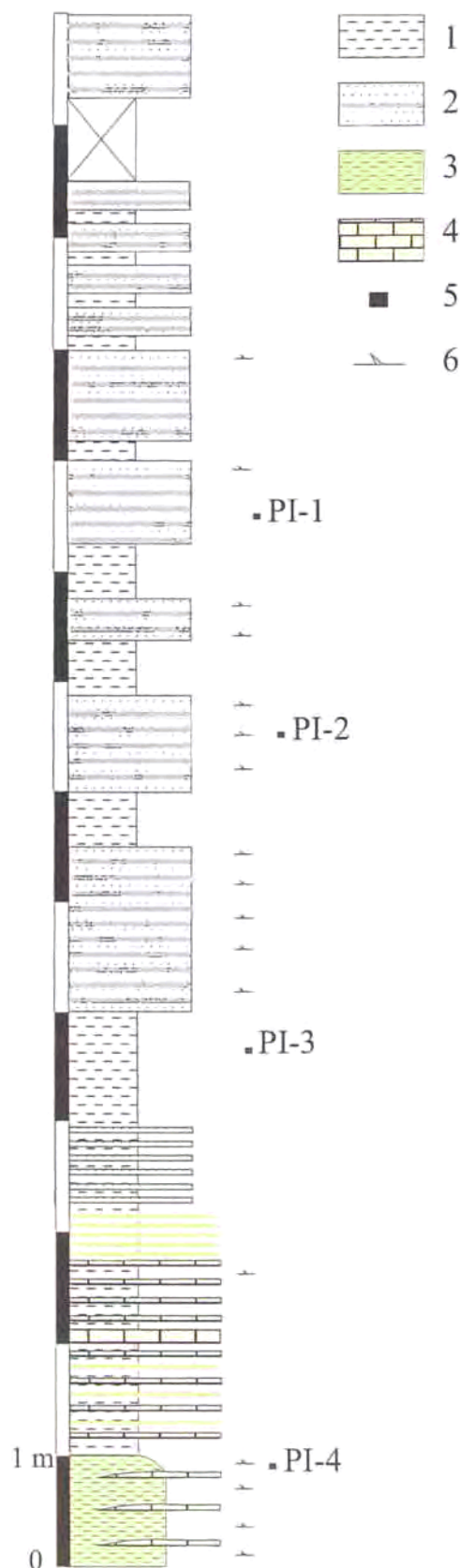


Figura 8.2. Columna estratigràfica dels afloraments de Pinyeres, amb la situació de les mostres. 1, pissarres; 2, quarsites; 3, nivells verds rics en sulfurs; 4, calcàries; 5, situació de les mostres.

Figura 8.2. Columna estratigràfica de la unidad Pinyeres, con la situación de las muestras. 1, pizarras; 2, cuarcitas; 3, niveles verdes ricos en sulfuros; 4, calizas; 5 situación de las muestras.

b) La unitat de Pinyeres (Crespo i Michel, 1980), té una potència hectomètrica, i està constituïda essencialment per paquets de potència decimètrica a decamètrica de quarsites, amb intercalacions decimètriques a decamètriques de pissarres versicolors, més uns trams de pissarres negres al sostre. Les quarsites presenten colors foscos, laminacions encreuades de tipus *ripple*, i molt poca matriu de fil·losilicats. Generalment són de mida de gra compresa entre sorra fina a mitjana.

El mostreig s'ha realitzat en el tram basal d'aquesta unitat, al sud de l'ermita de Pinyeres, tant en el trànsit amb els carbonats de la unitat de El Molar, com en els paquets de quarsites suprajacents (Fig. 8.2). S'han recolectat un total de 4 mostres que corresponen a disseminacions de pirrotita. Aquesta pirrotita és de gra fi (de mida inframil·limètrica), i no arriba a formar nivells ben definits. Per altra banda, cal remarcar que aquestes disseminacions de sulfurs són força rares en els sediments d'aquesta unitat.

8.1.2. RESULTATS

Els resultats de les anàlisis isotòpiques de S en els sulfurs de la sèrie detrítico-carbonatada inferior s'exposen a la taula 8.1.

Els valors de $\delta^{34}\text{S}$ oscil·len en un rang molt ampli, entre $-11,4$ i $+9,7$ ‰. Tanmateix, aquests valors no segueixen una distribució normal, sinó que es distribueixen de forma bimodal, de manera que hi ha una població d'anàlisis amb $\delta^{34}\text{S}$ negatiu (amb un valor mitjà de $-6,5$ ‰), i una altra amb $\delta^{34}\text{S}$ positiu (entre $+2,4$ i $+9,7$ ‰) (Figura 8.3).

Els valors negatius corresponen majoritàriament a pirita i pirrotita, per bé que hi ha també alguns cristalls d'esfalerita i calcopirita que donen resultats comparables. Aquests valors podrien ser explicats a partir d'una reducció bacteriana del sulfat marí. Aquest mecanisme produeix un fraccionament sulfur-sulfat de 45 ± 20 ‰ (Ohmoto i Rye, 1979). Si considerem que l'edat de les sèries és cambriana, i la composició isotòpica de S del sulfat marí al Cambrià va de $+26$ a $+35$ ‰ (Claypool, *et al.*, 1980, figura 8.4), el rang de valors analitzats pot ser justificat per aquest procés.

Els valors positius s'han obtingut en mostres d'esfalerita i galena. Com es veurà en els capítols següents, aquests valors són comparables als que s'han obtingut en els sulfurs dels dipòsits carbonífers.

Taula 8.1. Resultats de les anàlisis de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfurs de les sèries de Pinyeres i El Molar (al riu Siurana). Py, pirita, Po, pirrotita, Sph, esfalerita, Cpy, calcopirita, Gn, galena.

Taula 8.1. Resultados de los análisis de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros de las series de Pinyeres y El Molar (en el río Siurana). Py, pirita, Po, pirrotita, Sph, esfalerita, Cpy, calcopirita, Gn, galena.

Procedència	Mostra	Py	Po	Sph	Cpy	Gn
Pinyeres	PI 1	-	-6,72	-	-	-
Pinyeres	PI 2	-	-9,16	-	-	-
Pinyeres	PI 3	-	-5,33	-	-	-
Pinyeres	PIS	-	-2,90	-	-	-
Riu Siurana	Siurana 1	-	-	2,37	-	-
Riu Siurana	Siurana 2	-	-	8,44	-	-
Riu Siurana	Siurana 3	-	-	9,68	-	5,67
Riu Siurana	Siurana 4	-	-	-7,74	-	-
Riu Siurana	Siurana 6	-	-	-	-11,39	-
Riu Siurana	Siurana 7	-2,65	-	-	-	-
Riu Siurana	Siurana 8	-5,96	-5,42	-	-	-
Riu Siurana	Siurana 9	-3,52	-	-	-	-
Riu Siurana	Siurana 10?	-10,41	-	-	-	-

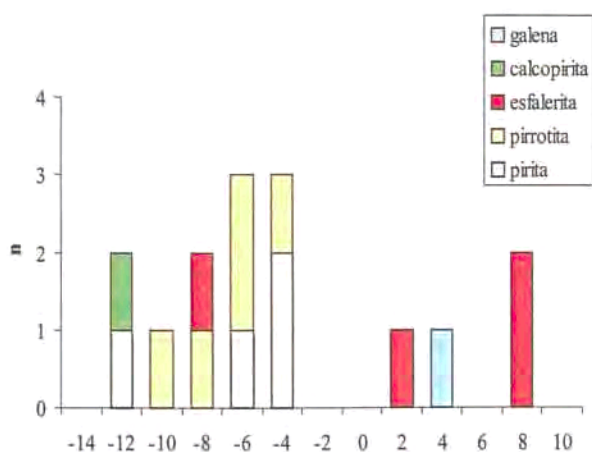


Figura 8.3. Histograma de la distribució dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ analitzats en sulfurs (galena, calcopirita, esfalerita, pirrotita i pirita) expressats en ‰.

Figura 8.3. Histograma de la distribución de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ analizados en sulfuros (galena, calcopirita, esfalerita, pirrotita y pirita) expresados en ‰.

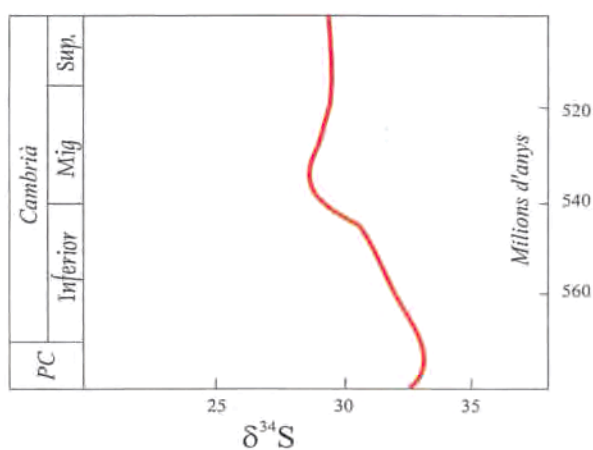


Figura 8.4. Composició isotòpica del S del sulfat marí (a partir d'anàlisis d'evaporites) durant el Cambrià i Precambrià Superior (adaptat de Claypool *et al.*, 1980).

Figura 8.4. Composición isotópica del S del sulfato marino (a partir de análisis de evaporitas) durante el Cámbrico y Precámbrico Superior (adaptado de Claypool *et al.*, 1980).

8.2. COMPOSICIÓ ISOTÒPICA DELS SULFURS EN ELS DIPÒSITS D'EDAT SILURIANA

8.2.1. INTRODUCCIÓ

Per tal de determinar l'origen del S que va generar aquestes mineralitzacions s'han realitzat una sèrie d'anàlisis isotòpiques dels sulfurs presents en els tres dipòsits estudiats (Roca de Ponent, Coma Fosca i Sant Miquel), i també de les pissarres negres de la sèrie de Sant Bernat, representativa dels sediments d'edat siluriana que encaixen les mineralitzacions. A partir de la interpretació de les dades isotòpiques es pretén obtenir informació sobre la gènesi i l'ambient deposicional de les mineralitzacions estratiformes en relació amb la sedimentació siluriana, la formació de la conca, i els efectes del metamorfisme sobre les associacions minerals.

Les anàlisis han estat fetes *in situ* mitjançant una microsonda làser. La microsonda làser ha esdevingut una eina de gran utilitat en qualsevol estudi isotòpic aplicat als dipòsits minerals (Crowe *et al.* 1990, Kelley & Fallick 1990, Crowe & Valley 1992, Crowe 1994). Aquesta tècnica es caracteritza per una moderada resolució espacial, d'unes 200 μm ; tanmateix, suficient per a possibilitar un estudi acurat que tingui en compte els diferents minerals i les textures que desenvolupen a una escala mil·limètrica, que en cap cas podrien ser separats i analitzats per les tècniques convencionals. Aquesta tècnica és especialment útil en el cas dels dipòsits d'edat siluriana, en què la mida de gra dels sulfurs és molt fina, especialment en els dipòsits menys metamorfitzats.

8.2.2. MOSTREIG I MÈTODES ANALÍTICS

S'ha determinat la composició isotòpica dels tres dipòsits d'edat siluriana estudiats (Coma Fosca, Sant Miquel i Roca de Ponent), i també de les sèries de pissarres negres riques en sulfurs de Sant Bernat.

Al dipòsit de Roca de Ponent s'han realitzat 28 anàlisis de pirrotita, 1 de pirita i 1 d'arsenopirita. Del dipòsit de Coma Fosca s'han fet 32 anàlisis en pirrotita, 3 en pirita i 2 en calcopirita. De Sant Miquel s'han analitzat 19 mostres de pirrotita i 1 de pirita. Finalment de les sèries de Sant Bernat s'han fet 3 anàlisis en pirrotita i 6 en pirita.

En alguns casos les mostres van ser analitzades en pols; en d'altres les anàlisis van ser fetes directament sobre seccions polides. La separació dels minerals que van ser analitzats en pols es va fer mitjançant mètodes magnètics de separació i mitjançant la separació manual. La puresa de les mostres així separades es va analitzar inicialment sota el microscopi binocular, i puresa de la tria que en va resultar va ser finalment comprovada mitjançant difracció de pols de raigs X.

Les anàlisis es van portar a terme en el *Scottish Universities Research & Reactor Centre* (SURRC). Les combustions làser *in situ* es van realitzar amb un sistema làser Nd-YAG, seguint el mètode establert per Fallick *et al.* (1992) i Hall *et al.* (1994). Les combustions de pols es van realitzar de la mateixa manera. El SO_2 purificat va ser analitzat en un espectròmetre de masses VG-SIRA II.

Els resultats s'han donat en $\delta^{34}\text{S}$ ‰ respecte a l'estàndard CDT. La precisió analítica es troba al voltant de ± 0.2 ‰ a 1 SIGMA.

8.2.3. RESULTATS

Primerament cal considerar la distribució dels valors $\delta^{34}\text{S}$ al llarg de les sèries de Sant Bernat, representatives de les sèries de pissarres negres d'edat siluriana riques en sulfurs. Les dades es presenten a la taula 8.2.

La part inferior d'aquestes sèries conté disseminacions de pirrotita. Aquesta part es pot correlacionar amb el sostre dels dipòsits estudiats de sulfurs. La $\delta^{34}\text{S}$ d'aquesta pirrotita oscil·la entre -13.5 fins a -9.1 ‰. Els cristalls de pirita que estan disseminats a la part mitja de la sèrie, en canvi presenten uns valors de $\delta^{34}\text{S}$ d'entre -3.9 i +36 ‰. La pirita del sostre d'aquestes sèries presenta el rang més ample de valors de $\delta^{34}\text{S}$ (de -21 a +36 ‰), incloent el valor més elevat que s'ha mesurat (+36.7 ‰). Aquests cristalls de pirita es troben sobrecreixuts per una generació tardana de pirita (pirita II) amb valors de $\delta^{34}\text{S}$ de +1.2 ‰.

Taula 8.2. Resultats de les anàlisis isotòpiques en sulfurs de la sèrie siluriana de Sant Bernat, d'acord a la seva etapa de formació, roca encaixant i mineralogia. Les dades en cursiva corresponen a mostres analitzades *in situ* sobre proveta.

Tabla 8.2. Resultados de los análisis isotópicos en sulfuros de la serie silúrica de Sant Bernat, según su etapa de formación, roca encajante y mineralogía. Los datos en cursiva corresponden a muestras analizadas *in situ* sobre probeta.

Mostra	Morfologia	Estadi	Litologia	Po	Py
N 1	nivell		Fil·lita negra		21,1
<i>N1a vora</i>	nivell	1	Fil·lita negra		29,9
<i>N1a centre</i>	nivell	1	Fil·lita negra		36,7
<i>N1b vora</i>	nivell	1	Fil·lita negra		34,0
<i>N1c vora</i>	nivell	1	Fil·lita negra		30,1
<i>N1c centre</i>	nivell	1	Fil·lita negra		29,9
<i>N1d</i>	nivell	2	Fil·lita negra		8,7
<i>N1e</i>	nivell	2	Fil·lita negra		12,7
<i>N1f</i>	nivell	3	Fil·lita negra		1,7
<i>N1g</i>	nivell	3	Fil·lita negra		-3,5
<i>N 2.1</i>	vetes		Fil·lita negra		-11,2
N 2.2	nòdul		Fil·lita negra		18,4
N 2.3	nivell + vetes		Fil·lita negra		4,8
N 2.4	vetes		Fil·lita negra		-15,0
N 3	nòdul		Fil·lita negra		18,1
N 4	nòdul		Fil·lita negra		-5,8
N 5	disseminat		Dic de pòrfir granític	-11,2	-7,7
N 6	vetes		Fil·lita negra		-10,0
N 7	nòdul		Fil·lita negra		19,8
N 9	nòdul		Fil·lita negra	-13,5	-6,3
N 11	disseminat		Fil·lita negra		-9,1

D'altra banda, i com s'ha dit anteriorment, en els dipòsits del Llandoverià Inferior és possible de distingir com a mínim tres estadis diferents de mineralització d'acord amb les evidències texturals.

El primer estadi correspondria a la formació dels sulfurs primaris, que es troben o bé disseminats en els sediments o bé formant lletions de sulfurs massissos.

Els altres estadis corresponen a processos posteriors de remobilització.

8.2.3.1. Estadi I

Com es recordarà, la presència de pirrotita i löllingita és un indicador de les baixes fO_2 i fS_2 del medi sedimentari durant aquest episodi primerenc, lligat a la formació de la mineralització estratiforme. Per contra, la pirita primària és el sulfur que es troba disseminat al llarg de les pissarres negres que regionalment es situen al sostre de la sèrie de Sant Bernat, d'edat Llandoverià-Ludlovià.

Les mostres de sulfurs dels dipòsits de Coma Fosca i Sant Miquel (majoritàriament pirrotita) presenten una composició isotòpica de S molt

homogènia (taula 8.3, fig. 8.2). Els valors de $\delta^{34}S$ d'ambdós dipòsits segueixen una distribució unimodal propera a -9 ‰. En el dipòsit de Coma Fosca la $\delta^{34}S$ de la pirrotita varia entre -11.8 i -7.3 ‰, en la calcopirita oscil·la entre -11.9 i -10.7 ‰. La pirrotita del dipòsit de Sant Miquel presenta valors més pesats, els quals varien de -10.1 a -5.8 ‰. El dipòsit de la Roca de Ponent és dels tres el que presenta un rang més ample de variació de $\delta^{34}S$; els valors mesurats en pirrotita van de -19.9 a -7 ‰. Els valors segueixen una distribució bimodal (amb modes a -8 i -14 ‰). Els valors de $\delta^{34}S$ més elevats corresponen als sulfurs que es troben disseminats en els nivells rics en feldspats (figura 8.10).

En tots els dipòsits, els valors de $\delta^{34}S$ que corresponen a la pirrotita disseminada són molt similars als valors mesurats en la pirrotita que reomplena vetes (al voltant de -9 ‰), cosa que es pot interpretar com a que les remobilitzacions metamòrfiques mantenen la signatura isotòpica.

8.2.3.2. Estadi II

El segon estadi es caracteritza per la sulfidació dels sulfurs formats durant el primer estadi; es genera pirita poiquiloblàstica a partir de la pirrotita i arsenopirita a partir de la löllingita. Els valors de $\delta^{34}S$ d'aquests minerals, que s'han obtingut a partir de l'extracció *in situ* sobre provetes polides, són lleugerament superiors als de la pirrotita reemplaçada. Els valors de $\delta^{34}S$ mesurats en l'arsenopirita són similars als dels sulfurs propers. D'aquesta manera, en el dipòsit de la Roca de Ponent la pirita dona una $\delta^{34}S$ de -9.2 ‰, i l'arsenopirita -10.3 ‰.

8.2.3.3. Estadi III

S'ha trobat un tercer estadi de generació de sulfurs, durant el qual es forma pirita de gra fi i marcassita a partir de la pirrotita. La pirita i la marcassita reemplaquen a la pirrotita en textures «bird-eyes» en tots els dipòsits del Llandoverià Inferior, i en les sèries del Ludlovià formen un sobrecreixement sobre la pirita primària.

En el primer cas, els valors de $\delta^{34}S$ són més baixos que els de la pirrotita; es dedueix per tant l'absència d'equilibri isotòpic entre aquesta pirita tardana i els sulfurs primaris. En el dipòsit de Coma Fosca els valors de $\delta^{34}S$ d'aquesta pirita varien entre -10.7 i -7.4 ‰, i en el dipòsit de Sant

Taula 8.3. Composició isotòpica del sofre dels sulfurs dels dipòsits estratiformes d'edat siluriana estudiats. S'indica la roca de caixa, l'estadi de formació i la mineralogia. Situació de les mostres: MT, Roca de Ponent; Ag, Coma Fosca; M, Sant Miquel. Dades en cursiva: anàlisis realitzades *in situ* sobre proveta. Abreviatures: Qz, quars; An, anortita; Ap, apatita; Po, pirrotita; Py, pirita; Aspy, arsenopirita.

Tabla 8.3. Composición isotópica del azufre de sulfuros de los depósitos estratiformes de edad silúrica estudiados. Se indica la roca encajante, el estadio de formación y la mineralogía. Situación de las muestras: MT, Roca de Ponent; Ag, Coma Fosca; M, Sant Miquel. Datos en cursiva: análisis realizados *in situ* sobre probeta. Abreviaturas: Qz, cuarzo; An, anortita; Ap, apatito, Po, pirrotita; Py, pirita; Aspy, arsenopirita.

Mostra	Morfologia	Litologia	Po	Py	Ga	Aspy	Mostra	Morfologia	Litologia	Po	Py	Cpy
MT 1	disseminat	An	-7,6				M 3	disseminat	Esquist	-5,8		
MT 2	disseminat	An	-8,4				M 5	disseminat	Esquist	-6,9		
MT 3	disseminat	Qz+An	-10,1				M 6	disseminat	Esquist	-10,1		
MT 5	disseminat	Qz+An	-9,6				M 7	disseminat	Esquist	-9,3		
MT 7	disseminat	Esquist	-14,2				M 8	disseminat	Esquist	-7,6		
MT 8	disseminat	Cornubianita+An	-11,0				M 9	disseminat	Esquist	-6,3		
MT 9	disseminat	Calcosilicats	-13,3				M 11	disseminat	Esquist	-8,1		
MT 11	disseminat	An	-9,0				Ag 1	disseminat	Esquist	-8,5		
MT 12	disseminat	Cornubianita	-14,9				Ag 2	<i>vetes</i>	Esquist negre	-7,0		
MT 13	disseminat	An+Ap	-8,6				Ag 4	disseminat	Calcosilicats	-8,2		
MT 14	disseminat	An	-10,2				Ag 8	disseminat	Anorthite nivells	-9,7		
MT 15	disseminat	Cornubianita	-13,7				Ag 9	disseminat	Quartzite	-8,9		
MT 16	disseminat	Cornubianita	-16,2				Ag 10	disseminat	Esquist anortític	-9,0		
MT 17	disseminat	Cornubianita	-16,3				Ag 11	<i>disseminat</i>	Esquist anortític	-9,4		
MT 18	disseminat	An	-12,6				Ag 11 b	<i>disseminat</i>	Esquist anortític	-11,4		-10,7
MT 19	disseminat	Cornubianita	-14,5				Ag 11 c	<i>vetes</i>	Esquist anortític			-11,9
MT 20	disseminat	Cornubianita+Ap	-14,7				Ag 12	disseminat	Esquist	-9,5		
MT 23	disseminat	Cornubianita+Ap	-19,9				Ag 13	disseminat	Esquist+ nivells d'Ap	-8,9		
MT 28	disseminat	Cornubianita+Ap	-11,0				Ag 14	disseminat	Esquist+ nivells d'Ap	-9,5		
MT 29	disseminat	Cornubianita+Ap	-17,1				Ag 15	disseminat	Esquist	-8,5		
MT 30	disseminat	An	-8,0				Ag 16	disseminat	Esquist+An+Qz	-8,8		
MT 31	disseminat	An+Calcosilicats	-13,2				Ag 17	disseminat	Qz+An	-9,1		
MT 32	disseminat	Cornubianita	-12,0				Ag 17 b	<i>vetes</i>	Qz+An	-11,2		-10,7
MT 33	disseminat	Cornubianita	-11,3				Ag 18	disseminat	Esquist	-11,3		
MT 34	disseminat	Cornubianita	-9,3				Ag 19	disseminat	Esquist+An	-9,0		
MT 35	disseminat	Cornubianita	-8,0				Ag 20	disseminat	Esquist	-9,4		
MT 36	disseminat	Cornubianita	-8,6				Ag 21	disseminat	Esquist	-11,9		
MT 37	disseminat	An	-8,0				Ag 23	<i>disseminat</i>	Esquist+ nivells d'Ap	-8,4		
Mal 17	<i>disseminat</i>	An		-9,2		-10,3	Ag 23 b	<i>disseminat</i>	Esquist+ nivells d'Ap	-7,8		-7,6
Mal g	<i>massiu</i>	sulfurs massissos		-13,1		-11,9	Ag 23 c	<i>disseminat</i>	Esquist+ nivells d'Ap			-7,4
M15	disseminat	Esquist	-8,5				Ag 24	disseminat	Esquist+ nivells d'Ap	-8,5		
M16	disseminat	Esquist anortític	-7,7				Ag 25	disseminat	Esquist+An	-8,2		
M17	disseminat	Esquist	-8,6				Ag 26	disseminat	Esquist+An	-8,0		
M18	disseminat	Ap, Esquist	-8,4				Ag 27	disseminat	Esquist	-8,6		
M19	disseminat	Ap, Esquist	-9,5				Ag 28	<i>disseminat</i>	Esquist	-7,4		
M20	disseminat	Esquist	-8,3				Ag 28b	<i>disseminat</i>	Esquist	-8,0		
M21	<i>vetes</i>	Esquist	-9,4				Ag 29	disseminat	Esquist+An+Ap	-8,9		
M22	disseminat	Esquist	-9,4				Ag 30	<i>disseminat</i>	Esquist	-9,0		
M23	disseminat	Esquist	-8,8				Ag 30b	disseminat	Esquist	-9,3		
M24	<i>vetes</i>	Esquist	-8,3				Ag 31b	<i>disseminat</i>	Qz+An	-9,4		
Es-15 a	<i>vetes</i>	Esquist	-8,5		-8,7		Ag 41	disseminat	Qz+An	-8,9		
Es-15 b	<i>massiu</i>	Esquist	-8,6									

Miquel l'única mostra que ha estat analitzada ha donat un resultat de -8.7 ‰.

La generació tardana de pirita dels sediments ludlowians és isotòpicament més lleugera ($\delta^{34}\text{S}$ al voltant de -1 ‰) que la pirita primària ($\delta^{34}\text{S}$ fins a +36 ‰). Tanmateix, la mostra que va ser analitzada presentava moltes dificultats per extreure'n el S de la segona generació de pirita, degut a la insuficient resolució del feix de làser, i per tant, cal tenir en compte la possibilitat de contaminació a partir de la pirita primària.

8.2.4. Influència dels processos tardans

La mineralogia i les textures tant dels sediments encaixants com dels dipòsits indiquen que el conjunt ha estat afectat per una recristal·lització durant el metamorfisme. Cal afegir que les sèries, i localment alguns dipòsits, estan tallades per dics de pòrfir granític. Aquests dics es troben enriquits en sulfurs similars als que constitueixen els dipòsits estratiformes encaixats en les sèries silurianes (pirrotita, pirita, calcopirita, arsenopirita, i en menor

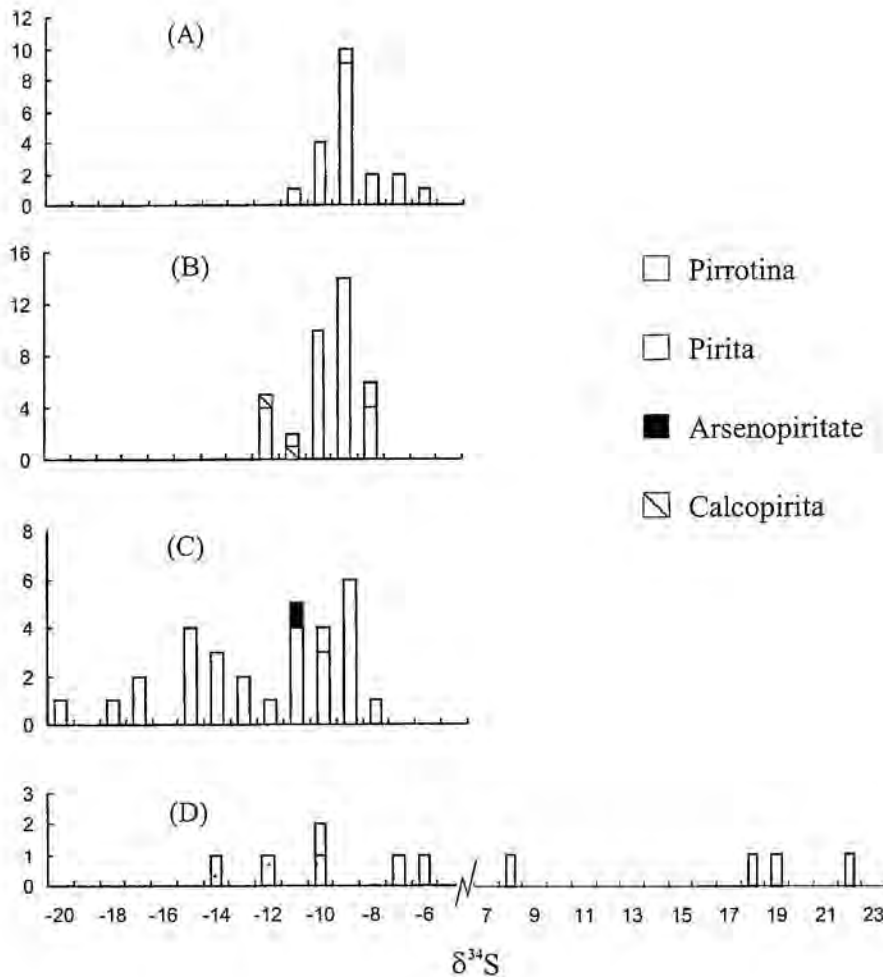


Figura 8.9. Histograma dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ dels sulfurs dels diferents dipòsits d'edat siluriana. (A) dipòsit de Sant Miquel, (B) dipòsit de Coma Fosca, (C) dipòsit de Roca de Ponent, i (D) sèries de Sant Bernat.

Figura 8.9. Histograma de valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros de los diferentes depósitos de edad silúrica. (A) depósito de Sant Miquel, (B) depósito de Coma Fosca, (C) depósito de Roca de Ponent, y (D) series de Sant Bernat.

abundància esfalerita i galena), però sols en les immediacions del contacte amb els dipòsits de sulfurs. Per tant, abans de fer cap consideració sobre l'origen del sofre, cal esbrinar els possibles efectes del metamorfisme de contacte en la composició isotòpica d'aquests dipòsits. Ara bé, el dipòsit de la Roca de Ponent és el que presenta fàcies metamòrfiques de contacte més altes, molt proper a una intrusió granítica, i tanmateix mostra una variació sistemàtica de $\delta^{34}\text{S}$ amb l'alçada estratigràfica i té un ample rang de variació en els valors de $\delta^{34}\text{S}$. Per tant, podem concloure que en aquesta zona no hi ha hagut un reequilibri isotòpic del sofre com a conseqüència del metamorfisme.

El fraccionament isotòpic entre la pirita i la pirrotita ($\Delta_{\text{py-po}}$) dona uns valors similars als que li correspondrien sota condicions d'equilibri. Considerant que el mètode de combustió làser que s'ha utilitzat és menys precís que la combustió convencional (cal aplicar un factor de correcció amb el seu error inherent associat), l'estimació de temperatures mitjançant les petites diferències de $\delta^{34}\text{S}$ entre minerals és irrealística i no sembla aplicable per a estimar les condicions del metamorfisme de contacte.

Alguns autors han descrit fenòmens de reequilibri isotòpic local en mineralitzacions de sulfurs encaixades en sediments (Seccombe *et al.* 1985; Skauli *et al.*

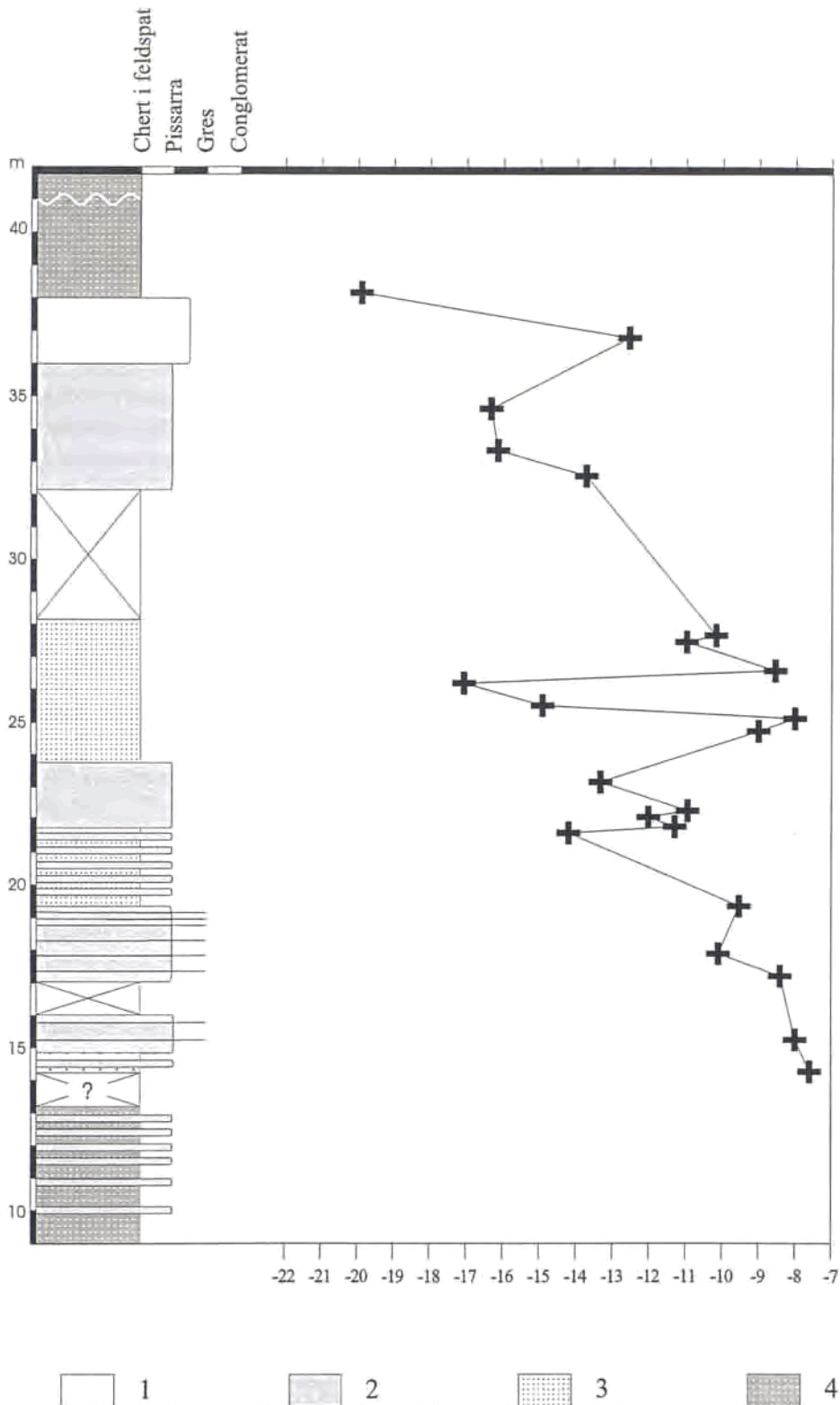


Figura 8.10. Distribució dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ segons la posició estratigràfica al dipòsit de la Roca de Ponent. 1, gres; 2, pissarra; 3, nivells feldspàtics; 4, chert.

Figura 8.10. Distribución de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ según la posición estratigráfica en el depósito de la Roca de Ponent. 1, arenisca; 2, pizarra; 3, niveles feldespático; 4, chert.

1992; Kribek *et al.* 1996, i Whelan *et al.* 1984 en els dipòsits metamorfitzats de Baltat-Edwards). Aquests autors, després de mesurar desenes de parells minerals, conclueixen que la recristal·lització metamòrfica no afecta per igual a tots els sulfurs, i depèn de molts factors, entre els quals hi ha la mida de gra.

No hi ha cap evidència de que hi hagi hagut un aport de S magmàtic en relació amb la intrusió dels dics de pòfir, ja que els sulfurs propers al contacte amb aquests dics presenten valors de $\delta^{34}\text{S}$ negatius, molt similars als valors mesurats pels sulfurs de la sèrie siluriana adjacent als dipòsits.

D'altra banda, la tercera generació de pirita presenta valors de $\delta^{34}\text{S}$ més baixos que la pirrotita, la qual cosa ens indica l'absència d'equilibri isotòpic entre ambdós sulfurs. Quan aquesta pirita forma sobrecreixements en cristalls de pirita primària tampoc hi ha evidències d'equilibri.

8.2.5. Origen del sofre en les sèries sedimentàries de Sant Bernat

El primer sulfur que es formà en les sèries sedimentàries de Sant Bernat és la pirrotita. Els valors que presenta de $\delta^{34}\text{S}$ varien segons un rang bastant ample. Aquests valors coincideixen amb els que típicament es produïrien en una reducció bacteriana de sulfat marí en un sistema tancat.

La pirita del sostre de les sèries presenta valors significativament pesants de $\delta^{34}\text{S}$, doncs arriben a +36 ‰. Aquests valors tant elevats poden ser originats durant els últims estadis de la reducció bacteriològica del sulfat marí en un sistema tancat que era obert o parcialment obert respecte el H_2S (Ohmoto 1986), a través d'un procés de destil·lació de tipus Rayleigh. Els valors extremadament elevats de $\delta^{34}\text{S}$ en pirita han estat també descrits en altres dipòsits. Alguns exemples en són la pirita del Paleozoic Inferior infrajacent al dipòsit de Navan, a Irlanda (Anderson *et al.* 1989), o bé la mineralització del Grup de Kanmantoo, al Sud d' Austràlia (Secombe *et al.* 1985), i també la pirita diagenètica de Paradise Valley, a la successió occidental de Mount Isa (Davidson i Dixon 1992).

8.2.6. Origen del sofre de la mineralització primària

El sofre dels sulfurs en dipòsits encaixats en sediments pot provenir de la reducció del sulfat marí coetani a la mineralització, però també pot tenir el seu origen en les solucions hidrotermals que originen la mineralització, o bé hi pot haver un aport d'ambdues fonts. En el segon cas, en que el sulfur ascendeix amb les solucions hidrotermals, el seu origen pot ser també divers; es pot haver format a partir de la reducció inorgànica del sulfat marí, pot haver estat lixiviat dels sediments de la conca, o pot provenir de fonts profundes. Per tal de reconèixer la font del S en els dipòsits estudiats cal tenir en compte les següents consideracions: a) distribució dels valors de $\delta^{34}\text{S}$; moda i rang de variació, b) composició isotòpica del sulfat marí en el Silurià, c) variació dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ al llarg de la columna estratigràfica.

En primer lloc, la gran similitud entre el valor modal i la mitjana de $\delta^{34}\text{S}$ dels tres dipòsits (-9 ‰) indica un origen comú del S dels tres dipòsits.

En el dipòsit de la Roca de Ponent s'observa un ample rang de distribució dels valors de $\delta^{34}\text{S}$, amb certa tendència a presentar valors més lleugers a les parts superiors del dipòsit (figura 8.10). En canvi, els dipòsits de Coma Fosca i Sant Miquel presenten un rang de variació dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ molt estret.

El sulfat marí en el Llandoverià estava al voltant de +28 ‰ (Claypool *et al.* 1980). Per tant, el fraccionament entre els valors de $\delta^{34}\text{S}$ del sulfat marí i dels sulfurs en aquest dipòsit estaria al voltant de 36 ‰. Aquest valor és raonable si considerem una reducció bacteriogènica del sulfat marí. D'acord amb Ohmoto i Rye (1979) la reducció bacteriana del sulfat marí produeix fraccionaments de 45 ± 20 ‰ (veure també Ohmoto *et al.* 1990).

La reducció bacteriana del sulfat marí pot tenir lloc en un sistema tancat o bé obert respecte al sulfat. En el primer cas, es produeix un ample rang de valors de $\delta^{34}\text{S}$ (Hoefs 1997). Aquesta possibilitat s'haurà de tenir en compte a l'hora d'establir la font de S en els dipòsits estudiats. La reducció bacteriana en un sistema obert, en canvi, produeix un rang molt estret de valors de $\delta^{34}\text{S}$, això podria explicar la composició isotòpica dels dipòsits de Coma Fosca i Sant Miquel. Tanmateix, si assumim que els tres dipòsits silurians estudiats estan genèticament relacionats, no podem explicar els valors tant dispersos de $\delta^{34}\text{S}$ en el cas de Roca de Ponent.

Per explicar els valors lleugers de $\delta^{34}\text{S}$ que apareixen a les parts superiors del dipòsit de Roca de Ponent podríem considerar un sistema obert en els seus inicis, que posteriorment esdevé tancat al sulfat marí. Si inicialment va ser un sistema obert al sulfat, s'haurien de generar sulfurs amb valors $\delta^{34}\text{S}$ al voltant de -9 ‰. En quan el sistema esdevé tancat o semi-tancat el que passa és que inicialment es produeix un sulfur amb un $\delta^{34}\text{S}$ similar a l'anterior, però a mesura que passa el temps i de forma progressiva es generen valors més pesats (Schwarz i Burnie 1973; Goodfellow 1987; Goodfellow *et al.* 1993). Diversos dipòsits del tipus sedex i Mississippi Valley-type esmentats a la literatura mostren aquesta tendència, per exemple els dipòsits de Kapunda, al Sud d' Austràlia (Lambert *et al.* 1980), i Mount Isa (Smith *et al.* 1978). Tots aquests autors consideren la reducció bacteriana del sulfat marí com a única font de S dels dipòsits esmentats. En altres casos, com al dipòsit de barita i Pb-Zn d'Aberfeldy (Escòcia), encaixat en terrenys dalradians del Proterozoic tardà, la reducció inorgànica del sulfat marí es considera la principal font de S (Willan i Coleman 1983; Hall *et al.* 1991). Aquestes

possibilitats han estat rebutjades pels dipòsits silurians estudiats, ja que els valors de $\delta^{34}\text{S}$ presenten una tendència inversa respecte als citats exemples.

Per altra banda, una disminució en els valors de $\delta^{34}\text{S}$ dels sulfurs amb l'alçada en la columna estratigràfica és un fenomen descrit amb freqüència en dipòsits del tipus VMS (Ohmoto i Rye 1979). Aquesta tendència negativa en els valors de $\delta^{34}\text{S}$ s'ha constatat també en el dipòsit d'edat proterozoica de Copper Claim, al Sud d' Austràlia (Lambert *et al.* 1984), l'explicació d'aquest comportament es dona a partir de la influència d'una font secundària de S isotòpicament més lleuger, o bé per un canvi en les condicions, a favor d'un sistema obert al sulfat amb fraccionament bacteriogenètic, o per un augment en l'estadi d'oxidació del fluid.

Tanmateix, tal i com s'ha exposat anteriorment, hi ha diversos arguments en contra de considerar un origen exclusivament bacteriogenètic pel S dels dipòsits estudiats. D'altra banda, les hipòtesis de canvis en l'estadi d'oxidació dels fluids no són recolzats per evidències mineralògiques, ja que no hi ha capes de barita, o d'òxids de ferro o de manganès al sostre dels dipòsits de sulfurs.

Per tant, cal considerar un origen hidrotermal del sofre.

Una primera possibilitat és considerar que el S ha estat produït a partir d'una reducció tèrmica del sulfat durant la circulació profunda de l'aigua marina en cel·les de convecció. A temperatures per sobre dels 300°C aquest procés genera fraccionaments no superiors al 17 ‰, d'acord amb les equacions d'Ohmoto & Rye (1979). Tenint en compte això, tot i que no es pot rebutjar que el sulfur originat d'aquesta manera hagi contribuït com a component menor respecte al S total, no es pot considerar una font quantitativament important de S.

Una segona possibilitat és que S d'origen hidrotermal podria venir del rentat de les roques infrajacentes, tal i com ha estat suggerit per Russell (1983, 1986). En el nostre cas aquestes roques són metasediments pre-cambrians, que no afloren enlloc de les Muntanyes de Prades, però sí localment al sector més meridional dels Catalànides. Aquestes roques contenen sulfurs amb una mitjana del valor $\delta^{34}\text{S}$ de -9 ‰. També contenen nivells d'escapolita que han estat interpretats com a producte del metamorfisme de seqüències evaporítiques (Melgarejo i Ayora, 1990). Cal considerar, per tant la possibilitat d'un extens reservori de sofre en aquestes evaporites. Lange *et al.* (1980) també suggereixen un origen hidrotermal pel sofre dels sulfurs del dipòsit sedex (Zn-Pb-Ag) de Red Dog, a Alaska, que es van formar amb proximitat al centre emissor.

L'origen del S en els dipòsits de Coma Fosca i Sant Miquel podria trobar-se en les roques metasedimentàries infrajacentes. En canvi, per explicar l'ample rang de distribució dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ en el dipòsit de Roca de Ponent és necessari considerar una font addicional que proporcionà S al dipòsit. La reducció bacteriana del sulfat marí sembla que representaria una important contribució al S que generà el dipòsit de Roca de Ponent, explicant els valors més baixos de $\delta^{34}\text{S}$ que presenta aquest indici. Un argument a favor d'aquesta hipòtesi rau en que els valors de $\delta^{34}\text{S}$ dels sulfurs de les sèries del Silurià Inferior, formats a partir de la reducció bacteriana, són similars als valors que presenten els sulfurs contemporanis de les parts superiors del dipòsit de la Roca de Ponent. La contribució bacteriogenètica sembla més important a mesura que ens allunyem de la zona d'alimentació. D'aquesta forma, en els dipòsits més distals, i a mesura que passa el temps, es van generant valors més baixos de $\delta^{34}\text{S}$, tal i com s'observa en el dipòsit de Roca de Ponent, on els valors de $\delta^{34}\text{S}$ van decreixent al pujar en la columna estratigràfica.

Una font dual de S ha estat considerada com responsable de la gènesi de diversos dipòsits de sulfurs tipus sedex, entre ells Tynagh (Boast *et al.* 1981) i Navan (Irlanda) (Anderson *et al.* 1998), Rammelsberg (Alemanya) (Eldridge *et al.* 1988).

El lleuger decreixement en els valors de $\delta^{34}\text{S}$ que s'observa comparant els tres dipòsits, de Sant Miquel a Coma Fosca i fins a Roca de Ponent, per comparació amb la tendència regional observada en els sediments contemporanis (sèries de Sant Bernat), permet especular sobre la hipotètica distribució dels dipòsits respecte la zona d'alimentació. Els dipòsits de Sant Miquel i Coma Fosca serien els més proximals, i el dipòsit de Roca de Ponent, així com les sèries de Sant Bernat, ocuparien una posició més distal.

8.2.7. IMPLICACIONS DE L'ESTUDI ISOTÒPIC EN LA GÈNESI DELS DIPÒSITS

Si assumim que l'edat d'aquests dipòsits estratiformes correspon al Llandoveryà Inferior, el medi en que s'han format és una conca anòxica. Això es manifesta en l'abundància de matèria orgànica de les pissarres negres, i en l'aparició de pirrotita a temperatures relativament baixes en comptes de pirita o magnetita,

responent a una baixa relació $\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$ (Ohmoto i Lasaga, 1982). Aquest fet també explica l'absència de barita en els dipòsits, malgrat que s'han localitzat alguns minerals de bari. Les condicions físiques i químiques de la conca siluriana han anat canviant al llarg del temps; aquests canvis han quedat registrats en els isòtops de S dels sulfurs disseminats en la sèrie (sèries de Sant Bernat). S'observa un progressiu augment de la relació $\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$, a mesura que disminueix l'activitat hidrotermal, de manera que s'arriba a formar pirita primària als nivells estratigràfics superiors.

Tal i com s'ha proposat anteriorment, una font dual de S explicaria la composició isotòpica d'aquests dipòsits: part del S provindria del rentat dels sulfurs del sòcol, i seria transportat amb les solucions hidrotermals, i una altra part seria d'origen bacteriogenètic. A la zona estudiada, al S lixiviat li corresponen valors de $\delta^{34}\text{S}$ al voltant de -8 ‰. Tanmateix, l'origen primer d'aquest S, ha de ser, almenys en gran part, també bacteriogenètic. Els fluids haurien estat homogeneïtzats en profunditat, de forma que el S uniformitzaria la seva composició isotòpica. Aquest procés es pot produir mitjançant la circulació en cel·les convectives. L'ascens del fluid hidrotermal fins al fons marí del Llandoverià, on es produeix la precipitació dels sulfurs, estaria afavorit per falles sinsedimentàries que actuarien de canals. La disminució de temperatura i la descompresió haurien estat factors favorables a la precipitació de sulfurs, principalment pirrotita, ja fora en la superfície del fons submarí, o pocs metres per sota d'aquesta. Aquest mecanisme explicaria la gènesi dels dipòsits de Sant Miquel i Coma Fosca. Part del fluid migraria fins a zones més distals, on es barrejaria amb S d'origen bacteriogenètic. Així s'hauria generat el dipòsit de la Roca de Ponent. En aquest últim cas, la contribució relativa del S bacteriogenètic aniria incrementant al llarg del temps, a mesura que l'activitat hidrotermal aniria esmoreint-se. Això també explica que els sulfurs formats al sostre de la mineralització tinguin una $\delta^{34}\text{S}$ similar als sediments coetanis (sèries de Sant Bernat).

Durant el metamorfisme regional i l'emplaçament dels granits, part del S va ser remobilitzat des de les roques sedimentàries veïnes. Probablement, degut a que les temperatures assolides van ser superiors a la temperatura de gènesi dels dipòsits, el rentat podria tenir una efectivitat superior al que hauria pogut haver durant els estadis anteriors. L'activitat de S hauria estat bastant més alta, i la

pirrotita experimentalment una recristal·lització (*annealing*). Aquesta nova pirrotita hauria esdevingut inestable a mesura que la temperatura disminuïa durant el metamorfisme de retrogradació, degut al seu contingut en S. El S contingut en la pirrotita depèn de la temperatura: a altes temperatures el S admès en la pirrotita és major, de forma que al baixar les temperatures s'aniria alliberant S (Vaughan & Craig, 1997). Aquesta desulfidació de la pirrotita produiria un augment en l'activitat de S, explicant així el reemplaçament de pirrotita per pirita i de löllingita per arsenopirita.

Finalment es va produir un últim episodi de mineralització, que consisteix en el reemplaçament de la pirrotita per pirita en textures de «*bird-eyes*». La coincidència entre la composició isotòpica d'aquesta pirita tardana i els sulfurs formats anteriorment indica que S d'aquesta última pirita provindria d'una remobilització o rentat dels sulfurs anteriors.

Per altra banda, un procés similar al que describim, amb una activitat mixta hidrotermal-bacteriana, ha estat també proposat per a explicar d'altres concentracions de PGE en pissarres negres; com és el cas de les pissarres proterozoïques de la República Checa, de Rússia i de Finlàndia descrites per Pašava (1996).

8.2.8. CONCLUSIONS A L'ESTUDI ISOTÒPIC DE S EN ELS AFLORAMENTS SILURIANS

Les dades isotòpiques mesurades indiquen que la font de S en els dipòsits de Coma Fosca i Sant Miquel ha de trobar-se en els sediments infrajacentes. El fluid hidrotermal hauria rentat el S bacteriogenètic dels sulfurs que es troben disseminats en aquests sediments, precipitant una pirrotita amb una $\delta^{34}\text{S}$ mitjana de -9 ‰. Un sistema obert al sulfat, on es produeix una reducció bacteriogenètica de forma simultànea a l'activitat hidrotermal, produiria part del S dels sulfurs del dipòsit de la Roca de Ponent. Aquest procés genera els valors més lleugers de $\delta^{34}\text{S}$. L'activitat bacteriana en una conca tancada o semitancada seria responsable dels valors més pesats de $\delta^{34}\text{S}$ de la pirita de les sèries de Sant Bernat ($\delta^{34}\text{S}$ fins a +36 ‰).

Durant el metamorfisme de contacte (fàcies cornianes amfibòliques a piroxèniques) no hi ha evidències de que hi hagi hagut un reequilibri isotòpic a gran escala. La pirrotita va ser reequilibrada i parcialment reemplaçada per pirita durant un procés de sulfidació, durant el qual la löllingita va ser reemplaçada per arsenopirita.

8.3. ISÒTOPS DE SOFRE EN SULFURS DE LA SÈRIE DEVONIANA

En aquest capítol es presenta l'estudi isotòpic de S en pirita de la sèrie devoniana al Priorat Central.

Els resultats seran d'interès a l'hora d'interpretar la composició isotòpica del S dels dipòsit estudiats encaixats en les sèries carboníferes suprajacents.

8.3.1. MOSTREIG

Les mostres (un total de 8) procedeixen de les sèries devonianes del Priorat Central, que pertanyen a la unitat de Les Vilelles, definida per Sáez (1982). L'edat d'aquesta unitat correspon al Devonian Mitjà i Superior (Colodron *et al.*, 1979).

La unitat de Les Vilelles, amb una potència d'entre 200 i 300 m (Melgarejo, 1987), està constituïda essencialment per pissarres negres riques en pirita, amb alternances centimètriques de gresos i quarsites. Per sobre d'aquesta unitat jau un paquet de quarsites blanques i lidites, que correspon al trànsit amb les lidites tournaisianes de la unitat de Torroja.

Per tal de garantir la representativitat del mostreig, aquest es va fer a partir de dues columnes, una a la següent la carretera de Gratallops a Falset (5 mostres), i l'altra als afloraments propers a Les Vilelles (3 mostres). A més, aquest mostreig permetia estudiar els efectes del metamorfisme de contacte dels granitoides sobre la composició isotòpica dels sulfurs, doncs la sèrie de Gratallops està realitzada dins la zona de grau mig del

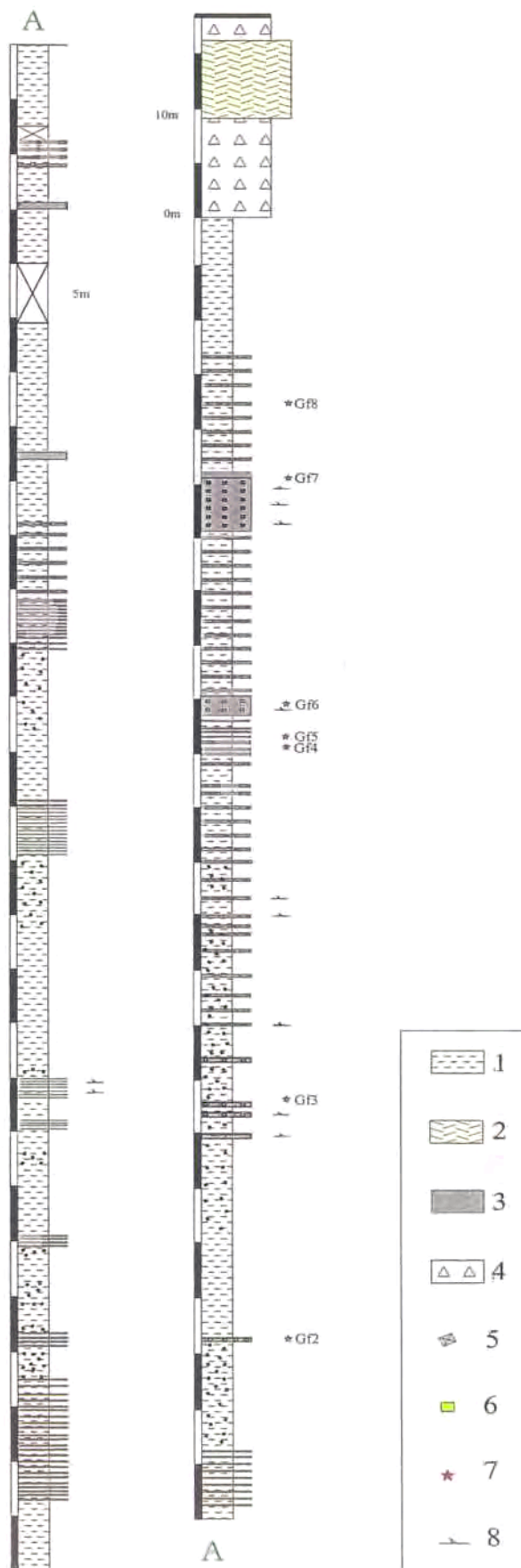


Figura 8.11. Columna de la sèrie devoniana als afloraments de Gratallops-Falset, amb situació de les mostres. 1, pissarra; 2, lidita; 3, gresos; 4, bretxes olistostròmiques amb fragments de lidita; 5, andalusita; 6, pirita; 7, situació de les mostres; 8, ripples.

Figura 8.11. Columna de la serie devónica a los afloramientos de Gratallops-Falset, con la situación de las muestras. 1, pizarra; 2, lidita; 3, arenisca; 4, brechas olistostrómicas con fragmentos de lidita; 5, andalucita; 6, pirita; 7, situación de las muestras; 8, ripples.

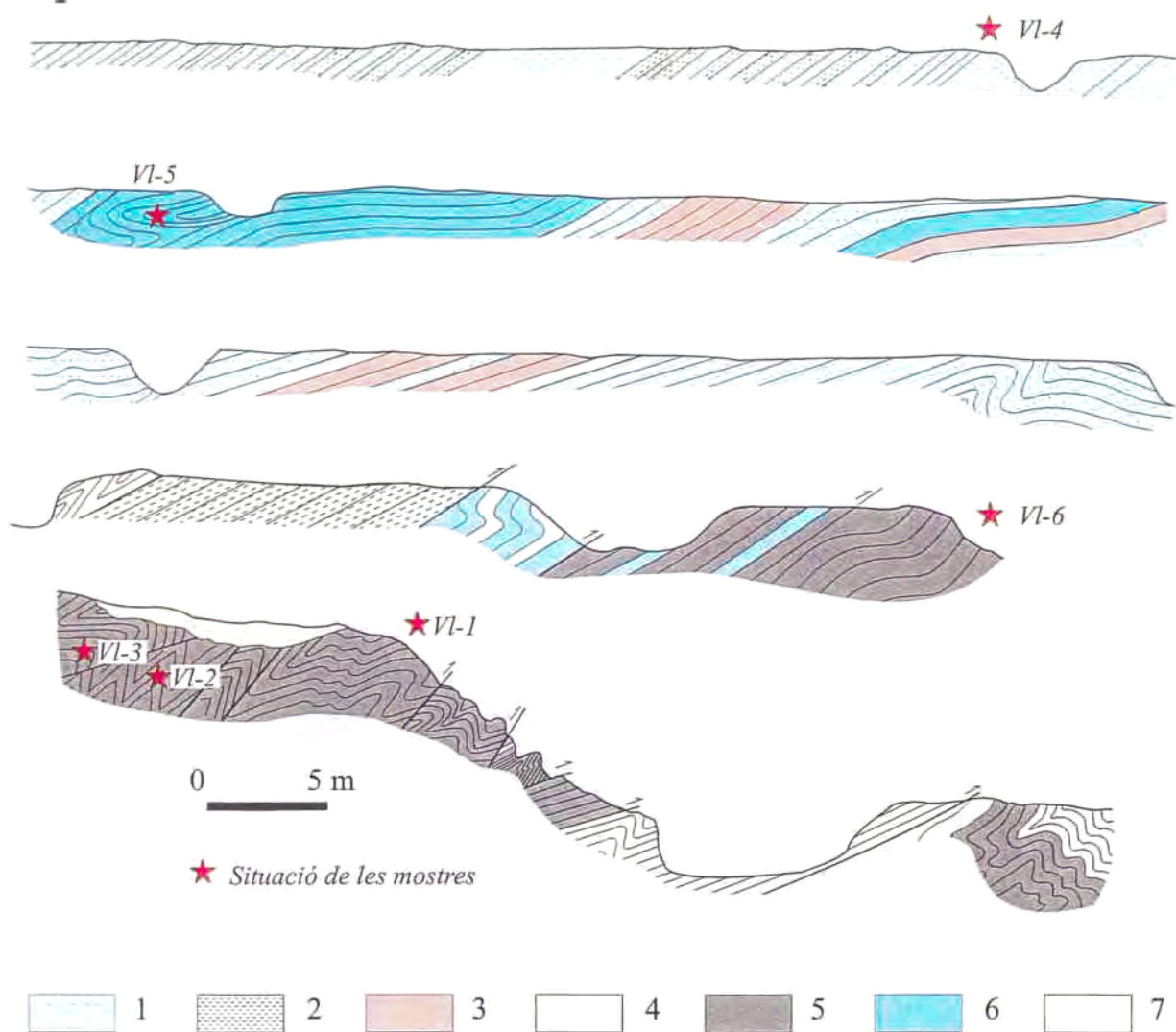


Figura 8.12. Tall dels afloraments devonians de les Vilelles, al Sud de la Vilella Alta, segons la carretera Poboleda-Gratallops, amb situació de les mostres (la disposició dels talls és seguida, consecutivament de Nord a Sud). 1, quarsita; 2, pissarra gris; 3, grau vaca; 4, pissarra verda; 5, pissarra negra; 6, lidita; 7, cobert.

Figura 8.12. Cortes de los afloramientos devónicos de Les Vilelles, al Sur de la Vilella Alta, según la carretera Poboleda-Gratallops, con la situación de las muestras (la disposición de los cortes es seguida, consecutivamente de Norte a Sur). 1, cuarcita; 2, pizarra gris; 3, grau vaca; 4, pizarra verde; 5, pizarra negra; 6, lidita; 7, cubierto.

metamorfisme de contacte, com ho palesa el grau de recristal·lització, amb neoformació de poiquiloblasts de cordierita i d'andalusita idiomorfa, desenvolupament generalitzat de biotita i la desorganització dels fil·losilicats per a donar una textura granoblàstica i un aspecte de corniana a la roca.

En canvi, els afloraments de la sèrie de les Vilelles estan fora de l'aurèola, i els materials que predominen són presenten bona fisibilitat i poca recristal·lització per efecte del contacte, i s'aprecien en canvi les textures esquistoses produïdes pel metamorfisme regional (en grau baix a molt baix).

La sèrie que aflora a la carretera de Gratallops-Falset (fig. 8.11) està formada essencialment per trams de pissarres negres, amb intercalacions de mil·limètriques a centimètriques de quarsites, que es fan progressivament més abundants cap al sostre. Per sobre, apareixen de forma discordant uns paquets de bretxes amb clastos de lidites, que donen lloc a un paquet massís de lidites de potència mètrica. La potència total és d'uns 50 m.

La pirita es distribueix al llarg de la columna, tant en els nivells pissarrosos com en els nivells quarsítics. Forma disseminacions de cristalls aïllats, idiomorfs, de mida sempre inferior a 2 mil·límetres.

Com s'ha indicat, el metamorfisme de contacte ha afectat aquests afloraments, com ho demostra la presència d'abundants poiquiloblasts d'andalusita quiasolítica en els trams més pelítics i més alumínics.

En els afloraments propers als pobles de Les Vilelles, la deformació dificulta una estimació precisa de la potència aflorant. Aquest sector es situa en una zona de flanc normal d'un gran anticlinori de la primera fase de deformació herciniana, com a resultat de la qual s'han generat plectes de vergència SW i encavalcaments associats als primers, les superfícies dels quals tenen generalment un suau cabussament vers al NE (Figura 8.12). Malgrat aquesta intensa tectonització, es pot estimar la potència de la sèrie en un mínim de 75 m.

Els materials que afloren a la base estan constituïts essencialment per pissarres negres, amb una intercalació de pissarres verdes, i intercalacions decimètriques de lidites.

El tram mig el formen un tram de fins a 25 m de pissarres grises, amb intercalacions mètriques de grauvaques.

El tram superior està format per paquets de potència mètrica de lidites de probable caràcter olistostròmic, seguides de fins a 20 m d'alternances mètriques a decimètriques de quarzites i pissarres grises.

Finalment, per sobre de la sèrie devoniana, jauen discordantment les sèries detrítiques de la unitat de Bassetes, fàcilment distingibles pel predomini de potents paquets de gruix decamètric de grauvaques brunes (Carbonífer Inferior, Viseà).

L'únic sulfur que apareix en aquesta sèrie és pirita, com en la sèrie que hem descrit anteriorment, forma cristalls de mida mil·limètrica, idiomorfs, amb la forma {100}, dispersos en les pissarres.

8.3.2. RESULTATS

La composició isotòpica de S en cristalls de pirita de la sèrie devoniana del Priorat Central es presenta a la taula 8.4. Els valors de $\delta^{34}\text{S}$ són majoritàriament negatius (entre -17,0 i -2,7 ‰), tot i que dos resultats són positius (1,7 i 8,2 ‰). Si tenim en compte que la composició isotòpica de S del sulfat marí al Devonià Mig i Superior oscila entre +30 i +16 ‰ (Claypool *et al.*, 1980, figura 8.13), els valors que s'han obtingut poden ser explicats a partir d'una reducció bacteriana del sulfat marí. En aquest cas, el fraccionament entre la pirita analitzada i el sulfat marí varia entre 36 i 22 ‰. Aquest rang de valors és compatible amb el fraccionament que origina la

Taula 8.4. Resultats de les anàlisis isotòpiques de S en pirita de les sèries devonianes del Priorat Central. Mostres GF, afloraments de Gratallops-Falset; mostres VL, afloraments de Les Vilelles.

Taula 8.4. Resultados de los análisis isotópicos de S en pirita de las series devónicas del Priorat Central. Muestras GF, afloramientos de Gratallops-Falset; muestras VL, afloramientos de Les Vilelles.

	$\delta^{34}\text{S}$
GF 2	-12,51
GF 3	-7,87
GF 3.2	-6,66
GF 4	8,19
GF 7	-11,33
VL 2	-16,97
VL 4	-2,66
VL 5	1,69

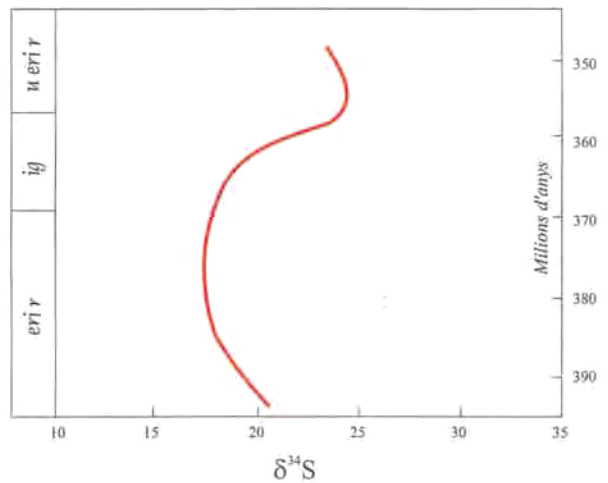


Figura 8.13. Composició isotòpica del S del sulfat marí (a partir d'anàlisis d'evaporites) durant el Devonià (Claypool *et al.*, 1980).

Figura 8.13. Composición isotópica del S del sulfato marino (a partir de análisis de evaporitas) durante el Devónico (Claypool *et al.*, 1980).

reducció bacteriana, que segons Ohmoto i Rye (1979) és de 45 ± 20 ‰.

Aquests resultats són compatibles amb la formació de pirita en una conca reductora, com ho indicaria el predomini de pissarres negres a lo llarg de la columna estratigràfica del Devonià Mitjà-Superior.

Per altra banda, atesa la similitud dels resultats entre les dues sèries, els efectes del metamorfisme de contacte, fins i tot en grau alt, sembla que no han afectat la composició isotòpica primària dels sulfurs.

8.4. COMPOSICIÓ ISOTÒPICA DELS SULFURS EN ELS DIPÒSITS D'EDAT CARBONÍFERA

Per tal de determinar l'origen del S que va generar les mineralitzacions encaixades en sediments carbonífers s'han realitzat anàlisis isotòpiques dels sulfurs de tots els dipòsits estudiats: L'Argentera, el Mas del Bessó, i les mineralitzacions de l'Alt Cortiella (Mas del Mestre, Mas del Botó i Mas del Licort). Mitjançant la interpretació dels valors obtinguts i la seva distribució s'han establert les possibles fonts del sofre que generarà les mineralitzacions.

8.4.1. MOSTREIG I MÈTODES ANALÍTICS

En el dipòsit del Mas del Bessó s'han realitzat 20 anàlisis en esfalerita, 12 en calcopirita i 11 en galena., principalment en les zones del dipòsit de fàcies estratiformes (principalment, a les columnes Bes-1). En la zona de les fàcies de reemplaçament de tipus skarn, que hem descrit com a aflorament Bes-3, també s'ha efectuat un mostreig a efectes comparatius, amb 7 anàlisis en esfalerita, 2 en calcopirita i 4 en galena.

En el dipòsit de l'Argentera, atès que no es disposa de mostres preses in situ, s'ha optat per una densitat del mostreig més limitada, i sols s'han realitzat 2 anàlisis en pirrotita, 2 en esfalerita i 1 en galena.

El grup de dipòsits de la vall alta del Cortiella és el més extens i per això s'ha fet un mostreig ampli. D'aquesta manera, en el dipòsit del Mas del Mestre (afloraments A, B, C i D) s'han realitzat 42 anàlisis en pirrotita, 7 en esfalerita, 2 en calcopirita i 15 en pirita. També s'han estudiat els dipòsits del mas del Botó, amb 5 anàlisis en esfalerita, 4 en pirita i 2 en galena, i del Mas del Licort, amb 3 anàlisis en pirrotita i 2 en pirita.

Les tècniques analítiques han estat les mateixes que s'han utilitzat pel cas dels dipòsits d'edat siluriana. Els resultats els expresseu en $\delta^{34}\text{S}$ ‰ respecte a l'estàndard CDT. La precisió analítica es troba al voltant de ± 0.2 ‰ a 1 SIGMA. Les dades es presenten en els histogrames de la figura 8.16 i en la taula 8.5.

8.4.2. RESULTATS

8.4.2.1. Mas del Bessó

En les mostres procedents dels afloraments Bes-1, Bes-2 i Bes-5 (representatius de la mineralització estratiforme), la composició isotòpica dels sulfurs (esfalerita, calcopirita i galena) es caracteritza per valors de $\delta^{34}\text{S}$ compresos entre -2 i +3 ‰, tret d'un valor molt elevat (12,3 ‰) que correspon a una mostra de galena. El màxim nombre de valors se situa entre 0 i +1 ‰ pels tres minerals analitzats (Figura 8.16).

A l'aflorament Bes-3, on predominen les textures i paragènesis d'origen metasomàtic, els resultats són diferents. Si bé s'observa una població d'anàlisis amb una distribució similar a la dels afloraments suara esmentats, amb valors de $\delta^{34}\text{S}$ entre -2 i +2 ‰ i el màxim situat entre 0 i +1 ‰, hi ha una sèrie de valors molt més elevats (entre +4,7 i +11,1 0 ‰).

8.4.2.2. L'Argentera

Els valors $\delta^{34}\text{S}$ obtinguts en els sulfurs (pirrotina, esfalerita, galena) del dipòsit de l'Argentera es troben entre -1,6 i -0,9 ‰.

8.4.2.3. Mas del Mestre

L'anàlisi isotòpica del S de la pirrotita, pirita, esfalerita i calcopirita d'aquest dipòsit dona valors de $\delta^{34}\text{S}$ entre +3 i +6,5 ‰, amb un màxim situat entre +4 i +5 ‰. A part, es diferencien alguns valors molt més elevats que corresponen a pirita (+10,3; +13,2; +27,7 ‰).

Per altra banda, l'anàlisi in situ de la $\delta^{34}\text{S}$ en diversos grans d'esfalerita d'aquest dipòsit ha revelat importants heterogeneïtats en la composició isotòpica d'aquests grans (Fig. 8.14). En primer lloc, hi ha importants variacions de $\delta^{34}\text{S}$ a nivell de gra, i entre diferents grans d'un mateix mineral, i en segon lloc, els valors de fraccionament isotòpic del S entre els

diferents sulfurs, també varia pels diferents parells analitzats.

8.4.2.4. Mas del Botó

En el Mas del Botó les anàlisis en esfalerita i pirita presenten valors de $\delta^{34}\text{S}$ compresos entre +1,2 i +4,3 ‰, per tant lleugerament inferiors als del Mas del Mestre. En el cas de la galena, els valors de $\delta^{34}\text{S}$ varien entre 9,1 i 14,7 ‰.

8.4.2.5. Mas del Licort

Per últim, en el Mas del Licort s'ha analitzat la composició isotòpica del S en pirita i en pirrotita. Els valors de $\delta^{34}\text{S}$ oscilen entre +3,6 ‰ en la pirrotita, i +5,7 ‰ en la pirita.

8.4.3. Discussió i conclusions

Una premisa a considerar és el fet que les mineralitzacions estudiades es caracteritzen pel seu origen predeformatiu i premetamòrfic. En tots els casos es troben encaixades en pissarres grises d'edat Namuriana.

Les heterogeneïtats en la composició isotòpica del S observada en els grans d'esfalerita (Fig. 8.14) són congruents amb l'existència de processos premetamòrfics de reemplaçament, com els que han estat establerts en l'apartat d'anàlisi textural. Per altra banda, aquesta inhomogeneïtat isotòpica indica que el metamorfisme que ha afectat als dipòsits no ha estat d'un grau suficient per a produir un reequilibri isotòpic en les associacions de sulfurs, tot i que les textures i la química mineral indiquen que es va produir un reequilibri textural i composicional.

Hi ha pocs exemples a la bibliografia sobre variacions composicionals isotòpiques a escala de gra en sulfurs de dipòsits exhalatius, i són encara menys els estudis sobre dipòsits sedex (Crowe *et al.*, 1990), però a partir dels estudis realitzats es dedueix que les composicions isotòpiques que corresponen a les originals del moment de la formació del dipòsit queden preservades si el dipòsit és afectat per metamorfisme en grau metamòrfic baix a mitjà (Crowe i Shanks, 1991; Crowe *et al.*, 1993). Fins i tot en condicions de fàcies amfibolita es preserven les composicions isotòpiques originals, com ha observat Billström (1991) al dipòsit de Ämmeberg a Suècia.

En conjunt, els dipòsits del Mas del Bessó, Mas

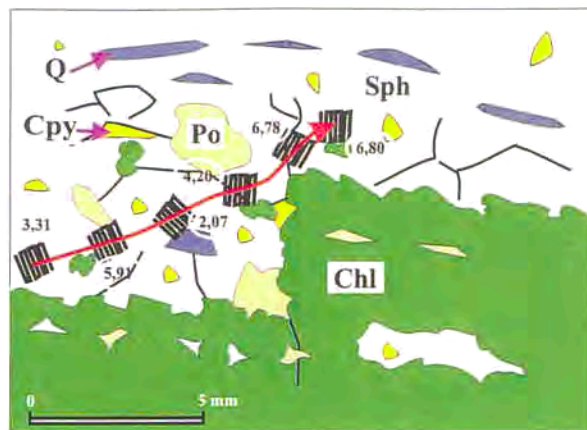


Figura 8.14. Variació de $\delta^{34}\text{S}$ en diferents grans d'esfalerita d'una mostra del dipòsit del Mas del Mestre, obtinguda a partir d'anàlisi amb microsonda làser (la trajectòria del feix de làser sobre la superfície analitzada està indicada amb traçat en negre). Els resultats de $\delta^{34}\text{S}$ s'indiquen al costat de cada punt d'anàlisi. Q, quars, Py, pirita, Po, pirrotita, Sph, esfalerita, Chl, clorita.

Fig. 8.14. Variación de $\delta^{34}\text{S}$ en una muestra del depósito del Mas del Mestre, obtenida a partir de análisis con microsonda láser (la trayectoria del haz de láser sobre la superficie analizada está indicado con trazo negro). Los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ se indican al lado de cada punto de análisis. Q, cuarzo, Py, pirita, Po, pirrotita, Sph, esfalerita, Chl, clorita.

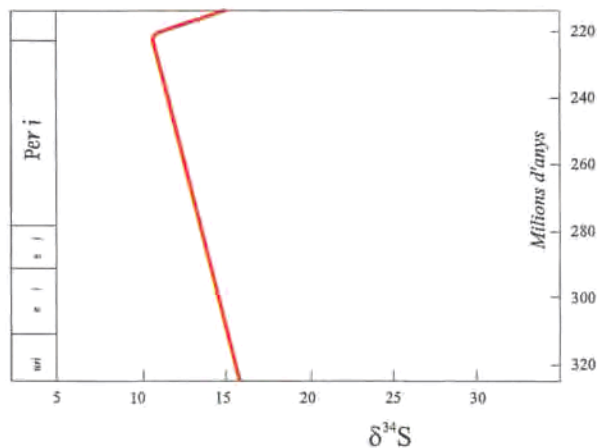


Fig. 8.15. Variació de $\delta^{34}\text{S}$ del sulfat marí en el Carbonífer Superior, Permí i base del Triàsic (Claypool *et al.*, 1980).

Fig. 8.15. Variación de $\delta^{34}\text{S}$ del sulfato marino en el Carbonífero Superior, Pérmico y base del Triásico (Claypool *et al.*, 1980).

del Mestre, Mas del Botó i Mas del Licort proporcionen valors relativament elevats de $\delta^{34}\text{S}$, que oscil·len en un estret marge. Tenint en compte també l'absència de matèria orgànica en el sediment encaixant, així com la petita diferència entre els valors de $\delta^{34}\text{S}$ obtinguts (majoritàriament entre -2 i +6 ‰) i els del sulfat

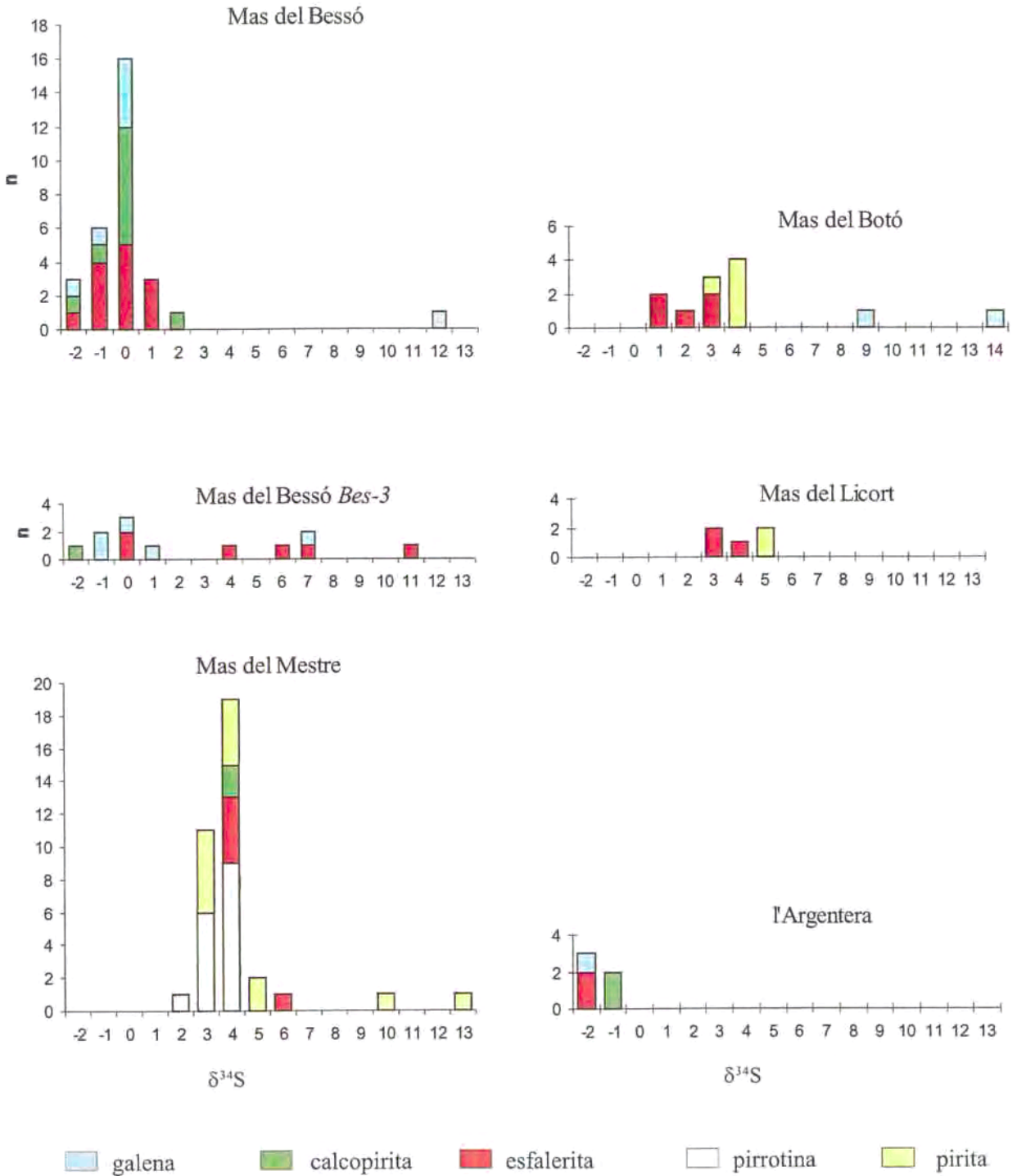


Figura 8.16. Histogrames dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ obtinguts en concentrats minerals de sulfurs dels diferents dipòsits d'edat carbonífera. En el cas del dipòsit del Mas del Bessó (Ulldemolins), s'ha representat per separat els valors de la part estratiform del dipòsit i els de la part de reemplaçament (Bes-3).

Figura 8.16. Histogramas de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en concentrados minerales de los sulfuros de los diferentes depósitos de edad carbonífera. En el caso del depósito del Mas del Bessó (Ulldemolins), se han representado por separado los valores de la parte estratiforme del depósito y los de la parte de reemplazamiento (Bes-3).

Taula 8.5. Valors analitzats de $\delta^{34}\text{S}$ en els dipòsits d'edat carbonífera.

Tabla 8.5. Valores analizados de $\delta^{34}\text{S}$ en los depósitos de edad carbonífera.

Dipòsit	Mostra	Po	Sp	Cpy	Py	Gn
L'Argentera	Arg	-1,42	-0,36			
L'Argentera	Arg	-1,62	-0,93			-1,46
M. Botó	B 1.1				4,11	
M. Botó	B 1.2		2,41			
M. Botó	B 1.3		3,85		4,24	14,67
M. Botó	B 1.7		1,85		4,32	9,07
M. Botó	B 1.8.		3,57			
M. Botó	B 6.4		1,22		4,09	
M. Bessó	Bes 1.1			0,11		
M. Bessó	Bes 1.4		0,15	0,8		-1,16
M. Bessó	Bes 1.5		-1,53	0,70		
M. Bessó	Bes 1.6		0,42			
M. Bessó	Bes 1.7		-0,06	-1,11		
M. Bessó	Bes 1.9		1,51	0,3		
M. Bessó	Bes 1.9		1,81	1		
M. Bessó	Bes 1.10		-0,26	-0,36		-0,78
M. Bessó	Bes 1.10		0,3			
M. Bessó	Bes 1.10					12,3
M. Bessó	Bes 1.10					0,91
M. Bessó	Bes 1.11		-0,6			
M. Bessó	Bes 1.12		0,21			
M. Bessó	Bes 1.12		-0,36	0,83		0,74
M. Bessó	Bes 1.c.1			0,58		0,02
M. Bessó	Bes 1.c.2					0,28
M. Bessó	Bes 2.5.3		1,25			
M. Bessó	Bes 2.r.3		0,25	2,12		
M. Bessó	Bes 3.1		6,78			-0,07
M. Bessó	Bes.3.2		4,68			7,8
M. Bessó	Bes 3.3		0,37			1,13
M. Bessó	Bes 3.5-		20,51	19,81		
M. Bessó	Bes 3.5-		7,9			
M. Bessó	Bes 3.5-		11,06			
M. Bessó	Bes 3.6		0,78	-1,06		0,38
M. Mestre	D-1	3,44				
M. Mestre	D-2	3,94				
M. Mestre	D-3	4,06	4,85	4,36		
M. Mestre	D-4	3,64				
M. Mestre	D-5	4,62				
M. Mestre	D-6	2,55				
M. Mestre	D-7	3,57				
M. Mestre	D-8	4,52				
M. Mestre	D-9	4,87	4,16		5,46	
M. Mestre	D-10	4,16			5,06	
M. Mestre	D-11	4,69	4,51			
M. Mestre	D-12	4,06	4,59			
M. Mestre	D-13	4,2				
M. Mestre	D-14	4,23		4,31		
M. Mestre	D-15	3,82				
M. Mestre	D-16	3,24				
M. Mestre	D-18	4,02				
M. Mestre	D-19	4,32				
M. Licort	Lic-2	3,63				
M. Licort	Lic-3				5,66	
M. Licort	Lic-6	3,61				
M. Licort	Lic 10				5,19	
M. Mestre	A-1	4,32				
M. Mestre	A-2	4,24				
M. Mestre	A-3	4,41				
M. Mestre	A-5	2,86			13,25	
M. Mestre	A-6	4,42			4,1	
M. Mestre	A-8				3,33	
M. Mestre	A-9	4,54	6,5		3,24	
M. Mestre	A-11	4,23				
M. Mestre	A-12	4,47				
M. Mestre	A-13				3,56	
M. Mestre	A-14				4,14	
M. Mestre	A-15				4,16	
M. Mestre	A-16	4,86				
M. Mestre	A-19	4,41			4,36	
M. Mestre	A-20				3,56	
M. Mestre	A-21				3,35	
M. Mestre	C-1	4,3				

de l'aigua del mar en el Namurià (al voltant d'un 15 ‰, Figura 8.15., Claypool *et al.*, 1980), cal descartar la possibilitat d'un origen bacteriogenètic per al S d'aquest dipòsits. Per tant, el S ha de provenir del propi fluid hidrotermal, de la mateixa manera que els metalls.

Les possibles fonts del S quan és transportat pel fluid hidrotermal són tres:

a- En primer el S podria provenir d'un rentat (*leaching*) de les sèries infrajacsents (Russell, 1983). Les sèries precarboníferes més importants que afluïren a la zona són d'edat siluriana i devoniana, i es caracteritzen per contenir abundants disseminacions de sulfurs. Tanmateix, no podem atribuir la font del S dels dipòsits estudiats als sulfurs presents en les sèries devonians i silurians, si tenim en compte que els valors de $\delta^{34}\text{S}$ són molt baixos (-8 ‰ com a valor promig). Cal considerar, però, que la circulació convectiva del fluid hidrotermal que origina els dipòsits sedex pot assolir profunditats considerables (Russell, 1986). El S també podria haver estat lixiviat a partir de les evaporites del Cambrià Inferior que afluïren localment en el sector (Melgarejo i Ayora, 1990).

b- Un altre possible origen del S podria ser el sulfat que es troba dissolt en l'aigua marina, que en percolar fins a zones profundes pot experimentar una reducció termoquímica (inorgànica); aquest mateix procés sembla que és operatiu fins i tot en dipòsits generats en zones de dorsal actuals (Hajash, 1975).

c- Finalment, el sofre pot ser d'origen magmàtic. Alguns autors han suggerit que fins i tot en dipòsits sedex part del sofre podria tenir aquest origen (per exemple, Large, 1983).

El S procedent de les diferents fonts esmentades es mesclaria en profunditat donant lloc a un fluid homogeni a partir del qual precipitarien els sulfurs. Tanmateix, la diferent contribució de les dues fonts seria diferent per a cada dipòsit.

En el cas del Mas del Mestre, un predomini de S obtingut a partir de la reducció termoquímica explicaria els valors $\delta^{34}\text{S}$ lleugerament més elevats ($\delta^{34}\text{S}$ entre +3 i +6,5 ‰).

En el Mas del Licort, la contribució parcial de cada font seria similar al cas del Mas del Mestre.

Per contra, per explicar els valors de $\delta^{34}\text{S}$ obtinguts en el Mas del Bessó ($\delta^{34}\text{S}$ entre -2 i +3 ‰), cal considerar una major contribució del S lixiviat a partir de les roques infrajacsents.

El dipòsit de l'Argentera és l'únic en el qual podem considerar una certa contribució de S bacteriogenètic; això explicaria els valors de $\delta^{34}\text{S}$ més lleugers que hi han estat analitzats ($\delta^{34}\text{S}$ entre -1,6 i -0,9 ‰).

8.5. ISOTOPS DE SOFRE EN LA CONCA CARBONÍFERA: DISCUSIÓ

La composició isotòpica del sofre en dipòsits de sulfurs submarins actuals ha estat inicialment motiu de controvèrsia. Inicialment es va pensar en una font magmàtica, o bé amb una proporció important de sofre aportat per rentat de sofre de roques magmàtiques. Posteriorment es va obrir camí a la hipòtesi de la contribució de sofre procedent de la reducció tèrmica de sulfat de l'aigua marina. Aquest procés implica l'existència d'un agent reductor en el circuit hidrotermal, que generalment és FeO que s'oxida a Fe_3O_4 (Bickler *et al.*, 1998). L'acidesa necessària de les solucions és proporcionada per metasomatisme sòdic en la seva circulació profunda (Shanks i Seyfried, 1987). En dipòsits actuals de les Galàpagos Skirrow i Coleman (1982) van proposar aquest darrer esquema, i el mateix mecanisme ha estat proposat per als dipòsits de sulfurs de Guaymas (Scott, 1985; von Damm *et al.*, 1985; Peter *et al.*, 1986) i a la conca de *backarc* de les Marianes (Kusakabe *et al.*, 1990). També en dipòsits actuals, a la dorsal de Juan de Fuca, Goodfellow i Franklin (1993) han mesurat la composició del sofre en cristalls de pirrotita i de pirita que pseudomorfitzen a l'anterior, i atribueixen els valors lleugerament positius (valor mitjà, 8 ‰) de $\delta^{34}\text{S}$ a un procés de reducció termoquímica del sulfat de l'aigua marina en la zona de reacció profunda. Darrerament Duckworth *et al.* (1995) han proposat per als dipòsits de Broken Spur, a la dorsal Mig-Atlàntica, models mixtes amb aportació de S dels basalts; per altra banda, suggereixen que els valors de $\delta^{34}\text{S}$ més baixos poden ser deguts a una baixa interacció fluid-roca degut a una canalització del fluid en fractures.

En els dipòsits del SW dels Catalànids, existeixen grans diferències en la composició isotòpica del sofre entre els d'edat siluriana i els d'edat carbonífera. A la vegada, els valors que s'obtenen en els sulfurs dels dipòsits hidrotermals estratiformes són també molt diferents dels que s'han obtingut en les sèries d'edat cambriana, siluriana i devoniana.

Si s'accepta l'esquema de Russell (1983) de que la recàrrega dels fluids és assolida a partir de cèl·lules convectives que lixivien en profunditat els metalls, cal tenir en compte que la profunditat de les cèl·lules convectives pot ser molt gran. Per exemple, a la dorsal de Juan de Fuca es calcula que assoleix 2,3 km

(Shanks i Seyfried, 1987). En el cas dels dipòsits d'edat carbonífera del SW dels Catalànids, aquesta profunditat podria correspondre a materials d'edat cambriana, o anterior. En aquest cas, es podria produir la lixiviació de sofre dels sulfurs de la sèrie que és travessada per les solucions hidrotermals, amb les conseqüents modificacions de les signatures isotòpiques.

Els isòtops de S analitzats a les sèries cambrianes presenten un ampli rang de variació. Per una banda, la pirita i la pirrotita presenten valors fortament negatius, que s'expliquen a partir d'una reducció bacteriana del sulfat marí, que produeix un fort fraccionament (Ohmoto i Rye, 1979). Per altra banda, les anàlisis en esfalerita i galena proporcionen valors positius, entre 2,4 i 9,7 ‰.

A la sèrie devoniana totes les anàlisis (en cristalls de pirita) donen valors de $\delta^{34}\text{S}$ molt negatius, originats també a partir de la sulfatoreducció bacteriana.

Valors comparables s'observen en els isòtops de la sèrie siluriana (sèries de Sant Bernat), tot i que en aquest cas hi ha també alguns valors positius. En els dipòsits silurians, com ha estat discutit en detall anteriorment, la dispersió dels valors de $\delta^{34}\text{S}$ negatius, i la tendència a esdevenir més positius a mesura que pugem en la sèrie, s'explica per una doble aportació de sofre. Per una banda, el sofre bacteriogenètic originat a la pròpia conca, i per l'altra el sofre procedent de les sèries infrajacentes.

Pel que fa als dipòsits carbonífers, els valors positius de $\delta^{34}\text{S}$ (entre 1,2 i 6,5 ‰) del Mas del Bessó i dels dipòsits de la Vall Alta del Cortiella, i els valors poc negatius de l'Argentera (al voltant de -1 ‰), no poden ser explicats pels mateixos mecanismes que els dipòsits silurians. Si descartem un origen bacteriogenètic, resten dues possibilitats per originar el sofre d'aquest dipòsits.

En primer lloc considerarem la possibilitat de que el S procedeixi del rentat de les sèries infrajacentes (Russell, 1983). Tanmateix, tenint en compte els valors fortament negatius analitzats a la sèrie devoniana, siluriana i cambriana, el S no pot procedir del rentat d'aquestes unitats. Únicament seria possible aquesta explicació en cas de que el S fos rentat d'unitats més inferiors, de les quals no hi ha afloraments.

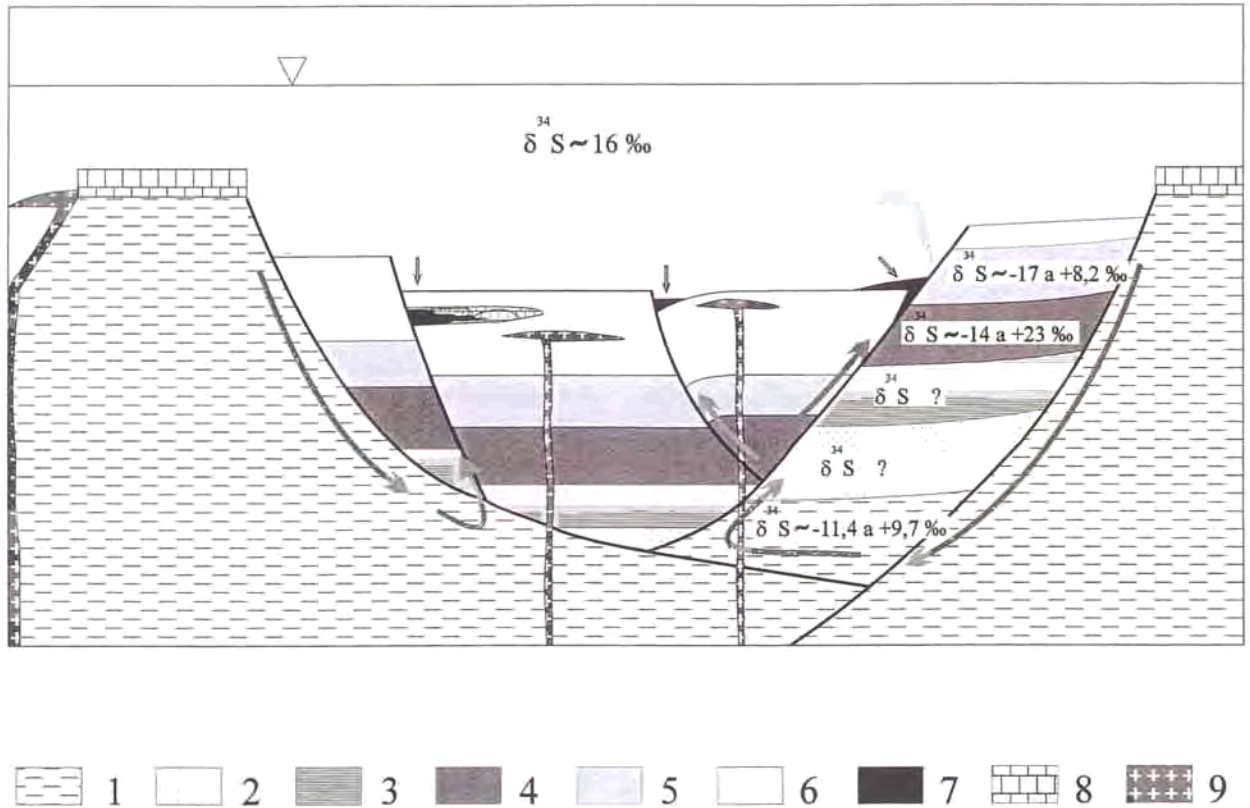


Figura 8.17. Model esquemàtic de la circulació de fluids a través de la conca carbonífera. 1, Precambrià; 2, sèrie Camboordoviciana; 3, sèrie de l'Ordovicià Superior; 4, sèrie del Silurià; 5, sèrie del Devonià; 6, sèries detrítiques del Carbonífer; 7, sulfurs massissos; 8, sèries carbonatades del Carbonífer (i olistostromes en el Priorat Central); 9, vulcanisme alcalí d'intraplaca bàsic (Tournaisià-Viseà) i intermedi (Namurià). Situació dels dipòsits: A- Mas del Bessó; B- l'Argentera; C- Mas del Mestre.

Figura 8.17. Modelo esquemático de la circulación de fluidos a través de la cuenca carbonífera. 1, Precámbrico; 2, serie cambroordoviciana; 3, serie del Ordovícico Superior; 4, serie del Silúrico; 5, serie del Devónico; 6, series detríticas del Carbonífero; 7, sulfuros masivos; 8, series carbonatadas del Carbonífero (y olistostromas en el Priorato Central); 9, vulcanismo alcalino de intraplaca, básico en el Tournaisiense-Viseense e intermedio en el Namuriense. Situación de los depósitos: A- Mas del Bessó; B- l'Argentera; C- Mas del Mestre.

En segon lloc, l'explicació que, en principi, més s'addiu als resultats obtinguts és una reducció inorgànica del sulfat marí durant la circulació profunda (Hajash, 1975). Per que es produeixi aquesta reducció, l'element més propici a oxidar-se és el Fe (Shanks *et al.*, 1981). Aquesta oxidació ha estat documentada extensament en basalts, on els minerals màfics s'alteren a magnetita (Bickler *et al.*, 1998). Al SW dels Catalànides les sèries infrajaccents són majoritàriament pelítiques, de manera que el Fe que es pot oxidar és majoritàriament el dels fil·losilicats, on està en quantitats molt baixes. Un

altre mecanisme de reduir el sulfat a sulfur, és la oxidació de matèria orgànica (Ohmoto, 1986). En el cas que ens afecta és difícil de concretar quina reacció pot haver reduït el sulfat marí. Les pissarres negres del Silurià poden aportar la matèria orgànica necessària per tal de que tingui lloc la reducció, però tanmateix, no s'han trobat evidències petrològiques de que aquesta reacció hagi tingut lloc (p.ex. un rentat de matèria orgànica). Podem concloure que és possible que la reducció termoquímica del sulfat marí no es degui a un únic procés *redox* sinó que tingui lloc la interacció amb més d'un element oxidable.

8.6. ISÒTOPS D'OXIGEN I HIDROGEN EN SILICATS

Per tal de complementar la informació obtinguda a partir de la composició isotòpica del S en els sulfurs sobre el possible origen i naturalesa dels fluids hidrotermals que originaren les mineralitzacions, s'ha realitzat un estudi isotòpic de l'oxigen i l'hidrogen en silicats (quars i clorita).

S'ha analitzat la composició isotòpica de l'oxigen ($\delta^{18}\text{O}$) i hidrogen (δD) en clorita en un total de 13 mostres, de les quals 11 procedeixen dels diferents afloraments del Mas del Mestre (A, B, C i D), i 2 provenen del dipòsit del *Pou del Cobus*. En general es tracta de mostres gairebé monominerals; tanmateix, en alguna d'aquestes mostres s'hi ha detectat moscovita.

	$\delta 1$	δ	$\delta 1$
A-5	-	-	9,8
A-9	3,1	-34	9
A-15	-	-	10,7
A-20	3,9	-45	9,8
A-21	6,8	-63	-
B-1	4,3	-42	9,8
C-1	3,6	-44	-
C-7	-	-	9,1
D-1	3,7	-33	-
D-3	4,7	-43	10
D-6	4,6	-41	9,7
D-8	-	-	8,8
D-9	-	-	8,6
D-14	4,2	-37	-
D-16	-	-	8,4
D-18	2,7	-41	-
PO1	3,5	-53	-
PO2	2,8	-46	-
PO4	-	-	8,4
LIC	-	-	10,3

Taula 8.6. Anàlisis isotòpiques d'oxigen i deuteri en clorita, i d'oxigen en quars. Mostres: A, B, C i D = Mas del Mestre; LIC = Mas del Licort; PO = Pou del Cobus.

Tabla 8.6. Análisis isotópicos de oxígeno y deuterio en clorita, y de oxígeno en cuarzo. Muestras: A, B, C i D = Mas del Mestre; LIC = Mas del Licort; PO = Pou del Cobus.

També s'ha analitzat la composició isotòpica de l'oxigen ($\delta^{18}\text{O}$) en quars a partir de 11 mostres del Mas del Mestre (afloraments A, B, C i D), 1 mostra del dipòsit del *Pou del Cobus*, i una mostra de la Mina del Mas del Licort. Les mostres del Mas del Mestre corresponen a cristalls de quars, generalment idiomorfs i biacabats, que estan inclosos en sulfurs. La mostra del *Pou del Cobus* és quars massís de la zona de silicificació associada a magnetita. Finalment, la mostra del Licort és d'un nivell microcristal·lí silícic ric en sulfurs.

A partir de la composició isotòpica de l'oxigen ($\delta^{18}\text{O}$) mesurada en les mostres de quars s'ha utilitzat l'equacions de Matsuhisa *et al.* (1979) per determinar la composició isotòpica de l'oxigen de l'aigua en equilibri amb aquest mineral:

$$\Delta_{\text{quars-aigua}} = 3,34 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) - 3,31 \quad (*)$$

(*) Pels càlculs s'ha utilitzat un rang de temperatures d'entre 200 i 300°C, delimitat a partir de l'estudi de les inclusions fluides en els cristalls de quars.

Pel cas de la clorita, la composició isotòpica de l'aigua en equilibri amb ella s'ha establert a partir dels fraccionaments establerts per Wenner i Taylor (1979), l'aplicabilitat dels quals ha estat corroborada més tard per altres autors, com Savin i Lee (1988) i Cole i Ripley (1998):

$$\delta^{18}\text{O}: \begin{array}{ll} \Delta_{\text{chl-aigua}} = 2,1 & a T = 200 \text{ } ^\circ\text{C} \\ \Delta_{\text{chl-aigua}} = 0 & a T = 300 \text{ } ^\circ\text{C} \end{array}$$

$$\delta\text{D}: \begin{array}{ll} \Delta_{\text{chl-aigua}} = -5,1 & a T = 200 \text{ } ^\circ\text{C} \\ \Delta_{\text{chl-aigua}} = -4,3 & a T = 300 \text{ } ^\circ\text{C} \end{array}$$

(*) Pels càlculs s'ha utilitzat també un rang de temperatures d'entre 200 i 300°C, extrapolat a partir de l'estudi de les inclusions fluides en el quars. Cal tenir present que aquestes inclusions són representatives del procés de silicificació tardà.

8.6.1. RESULTATS

Les composicions isotòpiques de l'oxigen i deuteri de les mostres analitzades es presenten a la taula 8.6.

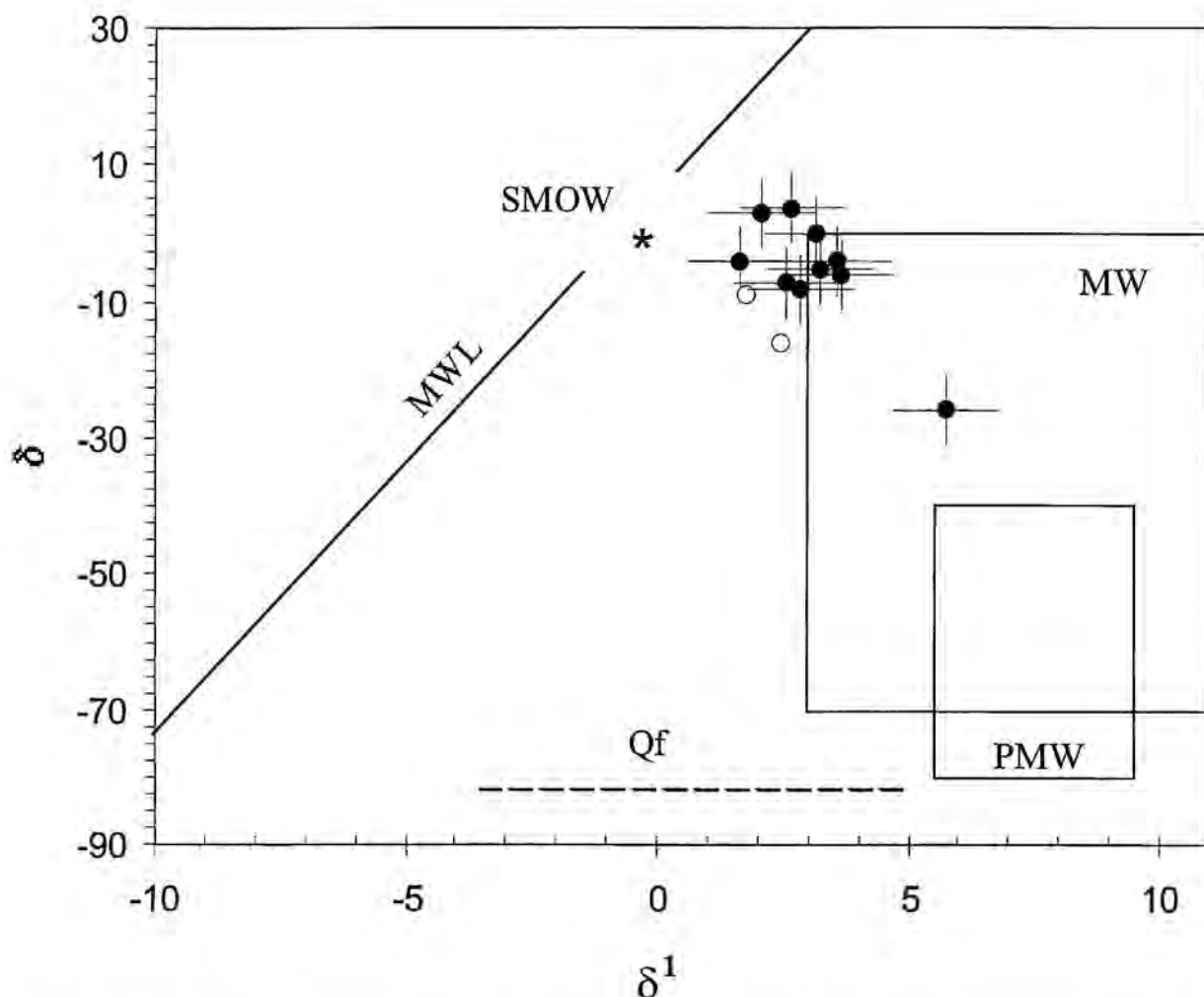


Figura 8.18. Composició isotòpica del fluid en equilibri amb la clorita analitzada, en un rang de temperatures entre 200 i 300 °C, aplicant les equacions de Samson i Russell (1987). També es representa el rang de variació de $\delta^{18}\text{O}$ del fluid en equilibri amb el quars analitzat, pel mateix rang de temperatures. Cercles plens, mostres dels afloraments de sulfurs de Mas del Mestre (afloraments A, B, C, D); cercles buits, mostres dels afloraments d'òxids (aflorament Pou del Cobus, Po).
Figura 8.18. Composición isotópica del fluido en equilibrio con la clorita analizada, en un rango de temperaturas entre 200 y 300° C, aplicando las ecuaciones de Samson y Russell (1987). También se representa el rango de variación de $\delta^{18}\text{O}$ del fluido en equilibrio con el cuarzo analizado, para el mismo rango de temperaturas. Círculos negros, muestras de los afloramientos de Mas del Mestre (afloramientos A, B, C, D); círculos huecos, muestras de los afloramientos de óxidos (afloramiento Pou del Cobus, Po).

8.6.1.1. Clorita ($\delta^{18}\text{O}$ i δD)

Els valors de δD de la clorita oscil·len entre -63 i -33 ‰, i els de $\delta^{18}\text{O}$ entre 2.7 i 4.7 ‰, amb excepció d'un valor de 6.8 ‰.

A partir d'aquests valors, i per un rang de temperatura entre 200 i 300°C s'han obtingut les composicions corresponents als fluids hidrotermals que hi estaven en equilibri, que es representen a la Figura 8.18.

8.6.1.2. Quars ($\delta^{18}\text{O}$)

Els valors de $\delta^{18}\text{O}$ en les mostres de quars es troben entre 8.6 i 10.7 ‰.

Les de $\delta^{18}\text{O}$ del fluid en equilibri amb aquest quars es situen en un rang entre -3.02 i 3.84 ‰ (Figura 8.18). Aquests valors no difereixen significativament dels valors $\delta^{18}\text{O}$ del fluid calculats a partir de les anàlisis isotòpiques en les mostres de clorita.

8.6.2. DISCUSIÓ

Tal i com s'observa en la figura 1, la majoria de valors corresponents al fluid en equilibri amb la clorita analitzada s'agrupen a les proximitats de la composició isotòpica del *SMOW*. Cal considerar, tanmateix, la possibilitat que la composició isotòpica de l'aigua marina en el Paleozoic diferís de l'actual. Per a Sheppard (1986) la composició de l'oxigen de l'aigua marina s'ha mantingut estable entre valors de -3 i 0 ‰ durant els darrers 2500 Ma. Tanmateix, Muehlenbachs (1996) ha suggerit que tal vegada la composició de l'oxigen podria ser encara una mica més lleugera, tot i que aquest mateix autor admet que els criteris que aporta no són conclouents.

Si s'accepta que la composició del *SMOW* és vàlida o comparable per a l'aigua marina del Carbonífer, podem concloure que el component d'aigua marina en el fluid hidrotermal que originà la mineralització ha de ser el majoritari, doncs els valors de δD es mantenen relativament constants i propers a 0. Per altra banda, cal explicar la desviació de la composició del fluid hidrotermal de la de l'aigua marina, que es palesa per canvis en la $\delta^{18}O$ del fluid en equilibri. Aquest mateix problema, amb un ventall de valors molt similars als nostres, es presenta en alguns dipòsits de sulfurs massissos encaixats en sèries volcàniques de la Faixa Pirítica Ibèrica (Munha *et al.*, 1986), i ha portat a diversos autors a replantejar el mode de formació d'aquests dipòsits en termes de processos exhalatius-sedimentaris (per exemple, en la revisió de Sáez *et al.*, 1996).

Munha *et al.* (1986) plantegen diversos mecanismes per a explicar l'enriquiment en ^{18}O en els fluids de la Faixa Pirítica Ibèrica: a) contribució d'un fluid magmàtic, b) aportació d'aigua connata o metamòrfica a partir de les formacions subjacents, c) interacció hidrotermal a alta temperatura i baixes relacions relacions aigua/roca, d) interacció amb aigua a alta temperatura i baixa relació d'aigua - roca enriquida en ^{18}O , e) convecció d'aigua marina a través de sediments detrítics rics en ^{18}O , f) existència de barreres físiques que determinin un sistema semitancat, g) ultrafiltració de pissarres, evaporació i ebullició hidrotermal. Discutirem aquestes possibilitats pels dipòsits carbonífers del SW dels Catalànids.

En primer lloc, una contribució significativa de fluids equilibrats amb magma ha de ser descartada, doncs els valors de δD es mantenen

molt propers a 1, essent els valors més baixos de l'ordre de -10 ‰. Per analogia amb els dipòsits de la Faixa Pirítica descrits per Munha *et al.*, (1986) aquests valors indicarien una proporció de fluid magmàtic inferior al 15%. Val a dir que aquests resultats són congruents amb els de molts dipòsits de sulfurs massissos, inclosos els dels Kuroko, Rio Tinto i Aljustrel.

Cal remarcar que, si en molts cassos en què el sistema hidrotermal s'ha instal·lat en medis amb gran desenvolupament de roques ígnies no hi ha una aportació significativa de fluids magmàtics, menys encara cal esperar aquesta aportació en una conca sedimentària on la proporció d'aquestes roques és més baixa. En efecte, a la conca sedimentària del carbonífer del SW dels Catalànids o en els sediments infrajacentes, com hem vist, els afloraments de roques volcàniques, tot i què hi són presents, són d'escassa magnitud.

En canvi, no podem descartar la possible influència tardana d'un reequilibri amb els fluids associats a les intrusions tardihercinianes situades a les immediacions de la mineralització (dics de porfir granític), que emmascararien parcialment la signatura isotòpica original. Això explicaria, en particular, la composició isotòpica de la mostra *A-21*, que s'aparta de la població majoritària aproximant-se al camp de les aigües magmàtiques, i que correspon a una mostra de clorita obtinguda d'una posició molt propera al contacte amb un dic de porfir granític tardiherciniana.

Si es descarta aquesta mostra, s'observa que la major part de composicions isotòpiques es poden explicar per interacció d'aigua marina amb roques de la conca sedimentària, sense cap interacció important amb roques d'afinitat magmàtica. Per tant, la desviació del ^{18}O respecte del *SMOW* ha de ser explicada d'altres maneres. En el diagrama $\delta D_{H_2O} - \delta^{18}O_{H_2O}$ de la figura 1, les mostres semblen agrupar-se sobre la línia que modelitza la interacció aigua marina-roca.

A l'hora de considerar els mecanismes d'interacció aigua-roca, els que s'han plantejat es sintetitzen en una interacció amb roques volcàniques o sedimentàries. El primer cas no és el més adequat, doncs com hem comentat en el substracte o en la conca carbonífera aquestes roques són minoritàries. Per tant, cal considerar un model d'interacció amb les roques sedimentàries que predominen a la conca i al seu basament, que són principalment pelites. Es pot tractar d'aplicar qualitativament el model d'interacció que proposa Taylor (1987). En aquest model, per a baixes i mitges relacions aigua/roca la δD_{H_2O} sols queda modificada

significativament a temperatures relativament baixes (de l'ordre de 150-250°C); en canvi, el $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ augmenta ràpidament quan la interacció aigua-roca té lloc per sobre de temperatures dels 350°C. En el nostre cas, com es veu a la fig. 8.19, el grau d'interacció fluid-roca ha de ser molt baix, doncs els valors són sempre propers als de l'aigua marina. Per altra banda, la composició isotòpica de les mostres del Pou del Cobus (representatives d'un estadi tardà en el dipòsit, en què els sulfurs es veuen reemplaçats per una silicificació amb òxids) podria ser justificada per aigua marina que ha interaccionat a temperatures de l'ordre de 250°C. En canvi, la composició de les mostres de clorita del Mas del Mestre (representatives d'un estadi primerenc de formació del dipòsit, del qual no es disposa d'inclusions fluïdes) és congruent amb una interacció aigua-roca a més altes temperatures.

Finalment, a partir de la composició isotòpica de l'oxigen en cristalls de quars i clorita procedents d'una mateixa mostra dels nivells de sulfurs massissos del Mas del Mestre, s'ha aplicat temptativament el geotermòmetre de Zheng (1993). Els valors de temperatura obtinguts oscil·len entre 182 i 189 °C. Aquests valors són significativament inferiors als obtinguts a partir de les inclusions fluïdes en els mateixos cristalls de quars. Aquesta discordança, tanmateix, s'explica si tenim en compte que, com s'ha vist en anteriors capítols, la clorita i el quars que estan associats als nivells de sulfurs massissos del Mas del Mestre no cristal·litzen en equilibri.

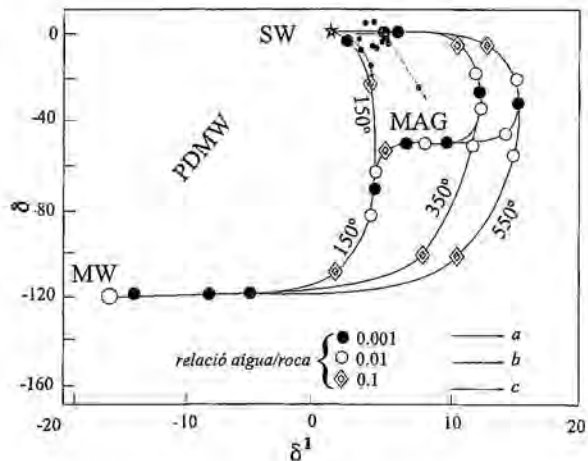


Figura 8.19. Model de Taylor (1987) de les variacions isotòpiques de l'oxigen i l'hidrogen a partir de interacció aigua-roca. Els punts verds corresponen a mostres del Pou del Cobus, i els punts vermells a mostres del Mas del Mestre. Fletxes: a, interacció aigua-roca a baixa temperatura; b, interacció aigua-roca a alta temperatura; c, influència magmàtica tardana. SW: aigua marina, PDMW: línia de les aigües meteorològiques, MW: aigua meteorològica, MAG: aigua magmàtica.

Figura 8.19. Modelo de Taylor (1987) de las variaciones isotópicas del oxígeno y el hidrógeno a partir de interacción agua-roca. Los puntos verdes corresponden a muestras del «Pou del Cobus», y los puntos rojos a muestras del «Mas del Mestre». Flechas: a, interacción agua-roca a baja temperatura; b, interacción agua-roca a alta temperatura; c, influencia magmática tardía. SW: agua marina, PDMW: línea de las aguas meteorológicas, MW: agua meteorológica, MAG: agua magmática.

8.7. RELACIONS ISOTÒPIQUES DE Sm/Nd DELS NIVELLS FELDSPÀTICS DELS DIPÒSITS D'EDAT SILURIANA

Un problema que es planteja en els dipòsits feldspàtics és el de la seva edat, que pot ser indicativa del seu caràcter epigenètic o singenètic. Per tant, amb la finalitat de datar els nivells feldspàtics presents en els dipòsits encaixats en els metasediments d'edat siluriana del Bosc de Poblet, s'han realitzat anàlisis de les relacions Sm/Nd.

Les anàlisis han estat fetes a partir de mostres representatives dels diferents dipòsits estudiats (Sant Miquel, Coma Fosca i Roca de Ponent), els quals per altra banda han estat sotmesos a diferents graus de metamorfisme de contacte.

Per tal de calcular l'edat dels nivells feldspàtics s'ha considerat que les diferents mostres són aproximadament cogenètiques (doncs es situen en un tram equivalent de la sèrie sedimentària), i a partir dels resultats de les anàlisis s'ha establert una isocrona.

El mètode triat plateja dues aventatges en relació a altres mètodes geocronològics: en primer lloc, permet la datació d'un material que pot tenir diferents procedències, aspecte que ha estat emprat en la datació de sèries vulcanosedimentàries (p.ex., Frost i Schellekens, 1991). En aquest treball el problema és comparable, doncs en els nivells de feldspats es reconeixen components clarament detrítics (grans rodats de quars, fil·losilicats, etc.).

Per altra banda, el mètode de Sm/Nd s'utilitza habitualment per obtenir l'edat d'un protòlit igni que ha estat afectat per metamorfisme (Dickin, 1995). En aquest estudi el plantejament és comparable, doncs es pretén datar el protòlit hidrotermal d'uns nivells que, en estar compostos essencialment per feldspat, quars i fil·losilicats, presenten unes característiques mineralògiques comparables amb algunes roques metamòrfiques (gneis) per les quals aquest mètode és aplicable.

8.7.1. MOSTREIG I MÈTODES ANALÍTICS

El nombre total de mostres analitzades és 10, de les quals 4 corresponen al dipòsit de Sant Miquel, 4 al dipòsit de Coma Fosca, i 2 al dipòsit de Roca de Ponent (Taula 8.7). En la selecció d'aquestes mostres s'han triat aquelles que representen els nivells més rics en feldspat, i que no tenen cap tipus d'alteració.

Les anàlisis han estat realitzades pel Dr. Boris Belyatsky amb l'equipament de l'Institut de Geologia Precàmbrica i Geocronologia, de Sant Petersburg, Rússia.

El paràmetre $\epsilon(430 \text{ Ma})$ s'ha calculat amb els valors de referència de CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

Taula 8.7. Resultats de les anàlisis isotòpiques de Sm/Nd en nivells feldspàtics dels dipòsits silurians. El paràmetre $\epsilon(430 \text{ Ma})$ s'ha calculat amb els valors de referència de CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, i T(DM) i T(DM2) s'han calculat amb els paràmetres DM: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$.

Taula 8.7. Resultados de los análisis isotópicos de Sm/Nd en niveles feldespáticos de los depósitos silúricos. El parámetro $\epsilon(430 \text{ Ma})$ se ha calculado con los valores de referencia de CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, y T(DM) y T(DM2) se han calculado con los parámetros DM: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$.

mostra	edat	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2δ	ϵ	T(DM)	T(DM2)
M-14	430	0,109972	0,512026	14	-7,18	1760	1781
M-12	430	0,117134	0,512034	11	-7,42	1760	1801
AG-24	430	0,166512	0,512173	11	-7,42	3143	1801
M-13	430	0,120349	0,512039	16	-7,50	1813	1807
AG-22b	430	0,099860	0,511988	15	-7,37	1556	1797
AG-27	430	0,145977	0,512120	14	-7,33	2314	1793
MT-20	430	0,138131	0,512084	15	-7,60	2147	1816
MT-21	430	0,154576	0,512123	10	-7,74	2640	1827
AG-11	430	0,109482	0,511982	12	-8,01	1707	1850
M-7	430	0,113070	0,511998	12	-7,90	1744	1841

8.7.2. RESULTATS

Les relacions $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ i $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analitzades per cada mostra es presenten a la taula 8.7. Considerant que les mostres són cogenètiques, s'ha establert una isocrona (Fig. 8.20), que proporciona una edat de 437 ± 57 Ma, amb un MSWD (*Mean Squares of Weighted Deviates*) de 1.3. Les mostres que més s'aparten del traçat de la isocrona són la *M-14*, del dipòsit de Sant Miquel, i la *Ag-11*, del dipòsit de Coma Fosca.

8.7.3. DISCUSSIÓ

L'edat obtinguda a partir de la isocrona és de 437 ± 57 Ma. Si tenim en compte que $\text{MSWD} = 1.3$ es tracta en realitat d'una pseudoisocrona, ja que estrictament les isocrones han de tenir valors MSWD inferiors o iguals a 1 (Rollinson, 1993). La dispersió dels valors, responsable d'aquest error, pot ser atribuïda a diversos motius:

a) En primer lloc, la possible presència de components detrítics en proporcions variables en les diferents mostres, especialment de Zr o d'altres minerals capaços d'allotjar elements del grup de les terres rares, que originen una contaminació que afecta al valor de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ inicial. En el cas de les dues mostres (*M-14* i *Ag-11*) que s'aparten de la isocrona, cal remarcar que presenten una proporció de fil·losilicats (essencialment biotita) superior a les altres, per estar finament intercalades en nivells metapelítics. Aquest fet podria justificar la seva desviació respecte a la isocrona. Aquesta problemàtica, però, pot ser comparable amb la que es dona en l'estudi de sèries vulcanosedimentàries (per exemple, Frost i Schellekens, 1991), però en canvi podria aportar informació en quant al caràcter proximal-distal del dipòsit, així com de possibles graus diferents d'aportació al fluid hidrotermal de Nd de fonts magmàtiques o sedimentàries (p. ex., Calvez *et al.* 1988). Val a dir, tanmateix, que Halliday *et al.* (1992) han demostrat que en la dorsal del Pacífic Oriental (EPR) el contingut en Nd és constant de manera independent a la distància de les fonts termals que estan a la cresta. Això indica que l'aport de Nd d'origen hidrotermal al conjunt de l'oceà és despreciable, i que sols en els dipòsits més proximals (a la mateixa font) es pot localitzar anomalies en la composició del Nd, degut a la interacció del fluid hidrotermal amb

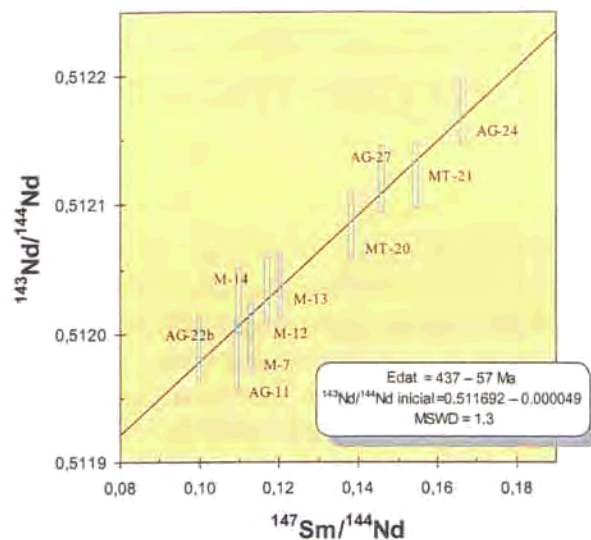


Figura 8.20. Isocrona de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, pels nivells feldspàtics dels dipòsits silurians.

Figura 8.20. Isocrona de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, para los niveles feldespáticos de los depósitos silúricos.

els basalts del circuit hidrotermal infrajacent. Sols en aquests punts s'han localitzat fluids amb $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ propers a 0,5131, similars als del basalt de la dorsal (Hinkley i Tatsumoto, 1987).

b) En segon lloc, cal tenir en compte els processos tardans que han afectat a la roca feldspàtica amb major o menor intensitat, com és la sericitització que afecta a la anortita en major o menor grau. Aquest tipus de processos poden haver aportat o remobilitzat elements del grup de les terres rares, com ho demostra la presència de vetes indeformades de carbonats de REE (bastnäsita). En conseqüència, les relacions isotòpiques del Sm-Nd poden quedar significativament alterades.

No obstant, en descartar edats anteriors al sediment encaixant (que corresponen al Llandoverià Inferior, amb la base a uns 438 Ma, d'acord a Riba *et al.*, 1986), la formació dels nivells feldspàtics ha de ser o bé singenètica amb els sediments encaixants, o bé relativament poc posterior.

Aquest aspecte concorda amb la petita mida dels grans de feldspat, l'absència de textures que suggereixin el reemplaçament d'una litologia prèvia, així com el seu caràcter predeformatiu i premetamòrfic. En conseqüència, l'edat dels nivells feldspàtics és llandoveriana, és a dir, singenètica amb els nivells de pissarres encaixants, l'edat de les quals va ser establerta mitjançant graptòlits (Melgarejo, 1993).

8.8. COMPOSICIÓ ISOTÒPICA DEL PLOM EN GALENA

S'han realitzat anàlisis isotòpiques de plom amb dos objectius, en primer lloc establir l'origen dels metalls i, en segon lloc, datar la mineralització.

Les relacions isotòpiques del plom són una eina utilitzada en el coneixement de l'origen d'aquest element, i per tant dels altres metalls associats, donat que els isòtops de Pb es consideren uns eficients traçadors de l'àrea font dels metalls en sistemes hidrotermals (Stuart *et al.*, 1999). La capacitat d'aquesta tècnica per rastrejar l'origen del plom es basa en el model de Zoe i Zartman (1979) (conegut com *plumbotectònica*). El model esmentat parteix de la hipòtesi de que la composició isotòpica del plom (inicial) d'una roca dependrà del context geotectònic on s'ha format. Aquesta hipòtesi es fonamenta en el fet de que encara que els isòtops de plom no experimenten cap fraccionament apreciable, si que es constata un fraccionament entre els elements «pare» dels isòtops radiogènics de Pb (U i Th) i el propi Pb durant els processos magmàtics, com a conseqüència de la seva diferent incompatibilitat. En conclusió, Zoe i Zartman (1979) estableixen tres possibles reservoris de plom, amb concentracions d'U, Th i Pb (i per tant relacions isotòpiques del plom) característiques: l'escorça continental superior, l'escorça continental inferior, i el mantell superior. Encara reconeixen una quarta font (el context *orogènic*), producte de la mescla de les anteriors.

Les relacions isotòpiques del plom (datació Pb-Pb) han estat utilitzades habitualment com a mètode de datació en roca total i en galena (Dickin, 1995). Degut a que l'estructura cristal·lina de la galena no admet U ni Th, la composició isotòpica actual del Pb en galena serà directament la composició isotòpica de l'àrea font en el moment de la separació del plom (per cristal·litzar galena) (Holmes, 1946 i Houtermans, 1946). En base a aquesta particularitat, i coneixent la variació de les relacions isotòpiques de l'àrea font al llarg del temps (com a resultat de les reaccions de desintegració radioactiva) es pot obtenir una *edat model*. Per tal de poder calcular edats model, Holmes (1946) i Houtermans (1946) consideren una composició isotòpica del Pb primigènia homogènia per tot el planeta. Aquest model assumeix també que la roca font del plom resta com a sistema tancat a l'U i el Pb al llarg del temps.

Els models posteriors consideraran que el sistema és obert. És el cas del model establert per Cumming i Richards (1975). Aquest model considera un increment linial de la μ ($=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) al llarg del temps en el reservori font, essent especialment aplicable quan la formació de la galena està lligada a processos corticals. D'aquest model es dedueix una equació *no algebraica* que relaciona la composició isotòpica del plom amb l'edat:

$$X = a_0 + \frac{235}{238}\text{U} \cdot \{e^{\lambda_1 T} \cdot [1 - 0,05 \cdot 10^{-9} \cdot (t - 1/\lambda_1)] - e^{\lambda_2 T} \cdot [1 - 0,05 \cdot 10^{-9} \cdot (t - 1/\lambda_1)]\}$$

on $X = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, t és l'edat model, $T = 4509$ m.a. i $\lambda_1 =$ constant de desintegració $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$.

La resolució d'aquesta equació s'aproxima mitjançant el següent polinomi (Ibáñez, 1998):

$$t(\text{m.a.}) = -10,8219 \cdot (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^2 - 167,18302 \cdot (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 6995,6916.$$

Aquesta equació és la que ha estat utilitzada en el present treball, per datar cristalls de galena del SW del Catalànides.

8.8.1. MOSTREIG

S'ha analitzat la composició isotòpica del plom en un total de sis mostres de galena (taula 1), que són representatives dels dipòsits encaixats en sèries d'edat carbonífera i cambriana. Malauradament, no s'ha pogut completar aquest mostreig amb galena dels dipòsits d'edat siluriana, doncs la galena hi és escadussera i de mida de gra massa fina per a fer-ne un mostreig.

Per tant, una de les mostres prové del tram mig de la sèrie *detrític-carbonatada inferior* (Melgarejo, 1987), de possible edat cambriana, concretament dels afloraments del riu Siurana, prop del poble del Molar. En aquest cas, la galena s'emplaça en una veta de potència submil·limètrica encaixada en un nivell verd microcristal·lí (amb clinopiroxè, quars i clorita).

De les sèries carboníferes, dues mostres procedeixen del dipòsit del Mas del Bessó.

D'aquestes, una prové del tram ric en esfalerita i calcosilicats de l'aflorament *Bes-1*, i l'altra del dipòsit de tipus *skarn* de l'aflorament *Bes-3*.

En relació a aquests dipòsits, també ha estat analitzada una mostra que procedeix dels indicis del flanc normal de l'anticlinori d'Ulldemolins (Figura 4.2) que representen el mateix tram mineralitzat que aflora al Mas del Bessó.

S'ha analitzat una mostra de galena del dipòsit de l'Argentera, corresponent als sulfurs massissos estructurats.

Per últim s'ha analitzat també una mostra del Mas del Botó.

En canvi, al Mas del Mestre, l'escassedat de la galena, afegida a l'absència de grans amb una mida suficient com per ser separats mecànicament, ha impedit realitzar un estudi isotòpic de plom en galena.

8.8.2. RESULTATS I DISCUSIÓ

Per cada mostra han estat mesurades les relacions isotòpiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ i $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Taula 8.8). Les relacions són relativament homogènies en totes les mostres analitzades. Aquesta homogeneïtat composicional ha estat descrita en molts dipòsits de tipus sedex, com són, per exemple, el dipòsit de Pb-Zn-Ba amb barita i hialòfana de Rozna, a la República Txeca (Kříbek *et al.*, 1996), els dipòsits proterozoics de Suècia Central (Johansson i Rickard, 1985), el dipòsit de Cu-Zn-Pb-Ba de Rammelsberg, a Alemanya (Large i Walcher, 1999), i, en un àmbit més proper, en els dipòsits ordovicians de Pb-Zn de la Vall d'Aran (Cardellach *et al.*, 1996).

Segons Johansson i Rickard (1985) la homogeneïtat en la composició isotòpica del plom en un conjunt de dipòsits estratiformes pot ser atribuïda a *a*) que els diferents dipòsits s'han format per processos similars de gran escala, o *b*) que el plom prové d'una font comuna, extensa i isotòpicament homogeneïtzada.

En projectar les relacions isotòpiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, es constata aquesta homogeneïtat composicional (Figura 8.21). En relació a les corbes de creixement de Doe i Zartman (1979), els valors analitzats es disposen majoritàriament entre la que representa l'escorça superior, i la corba de l'orogen. Aquesta disposició pot indicar que en el reservori de plom hi contribueixin dues possibles àrees font. Aquesta hipòtesi es reforça en projectar les relacions isotòpiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ i $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 8.21). En aquest diagrama els valors analitzats es disposen lleugerament per sobre de

Taula 8.8. Resultats de les anàlisi isotòpiques de Pb en galena. (*) Edat determinada segons el model de Cumming i Richards (1975).

Taula 8.8. Resultados de los análisis isotópicos de Pb en galena. (*) Edad determinada según el modelo de Cumming y Richards (1975).

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Edat (*)
<i>Siurana</i>	18,333±5	15,678±5	38,473±14	293±2
<i>Ulldemolins</i>	18,309±7	15,639±6	38,373±16	307±4
<i>Bes-3</i>	18,306±6	15,644±8	38,376±20	309±4
<i>Bes-1</i>	18,256±6	15,618±5	38,306±17	337±4
<i>l'Argentera</i>	18,296±8	15,595±8	38,276±25	314±6
<i>Mas del Botó</i>	18,305±9	15,616±8	38,276±25	309±5

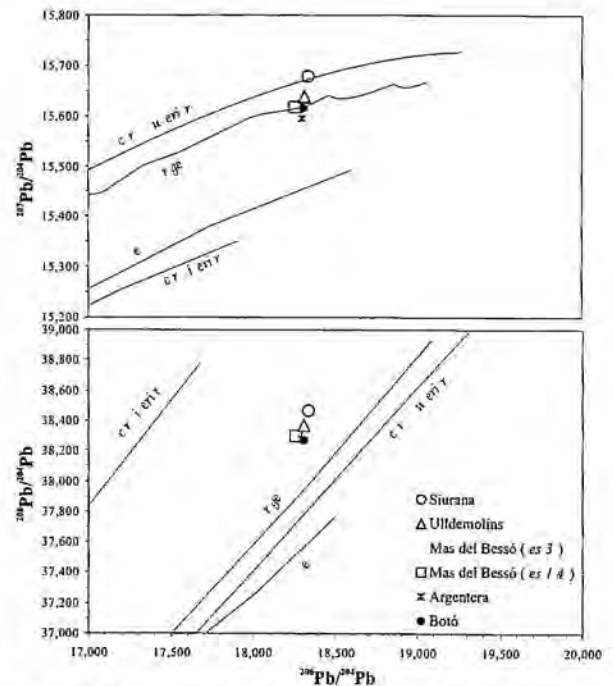


Figura 8.21. Projectió de les relacions isotòpiques de plom analitzades en galena, sobre les corbes de creixement establertes per Doe i Zartman (1979) per cada reservori de plom (a partir de Cousens i Ludden, 1991).

Figura 8.21. Proyección de las relaciones isotópicas de plomo analizadas en galena, sobre las curvas de crecimiento establecidas por Doe y Zartman (1979) para cada reservorio de plomo (a partir de Cousens y Ludden, 1991).

la corba de creixement dels orògens, possiblement per la contribució d'una possible font enriquida en Th, o bé d'una escorça empobrida en U, com ho és l'escorça inferior.

Tenint en compte ambdues relacions isotòpiques, podem concloure que l'origen del Pb és orogènic, amb la possible contribució d'una escorça potser lleugerament enriquida en Th. El fet de què en ambdues gràfiques les anàlisis estiguin agrupades com a conseqüència de l'homogeneïtat composicional, suggereix que el reservori de plom és el mateix pels diferents dipòsits. A semblants conclusions arriben Cardellach *et al.* (1996), a partir d'anàlisis de galena dels dipòsits ordovicians de Pb-Zn de la Vall d'Aran.

Cal remarcar, però, que les edats model calculades per les mostres de galena (taula 8.8) varien en un rang de 43 m.a.

Les edats més antigues que resulten per aquest mètode corresponen a la galena de la mineralització estratiforme del Mas del Bessó (337 ± 4 m.a., Viseà), i a la de L'Argentera (314 ± 5 m.a., Namurià). Aquestes edats, coherents a grans trets amb l'edat del sediment encaixant, restringeixen la formació de les dues mineralitzacions al període de sedimentació de la conca carbonífera.

La mostra que proporciona una edat més recent és la dels afloraments del Siurana (293 ± 2 m.a., Estefanià). Aquesta correspòn a una galena clarament epigenètica, i podria haver-se format en relació al magmatisme tardi-hercinià, aspecte que és congruent amb la seva associació amb calcosilicats no afectats per la deformació hercinià.

Les tres mostres que resten presenten una edat intermèdia, corresponent al Westfalià (Ulldemolins 307 ± 4 m.a., Mas del Botó 309 ± 5 m.a., i *skarn* del Mas del Bessó 309 ± 4 m.a.). En els tres casos es tracta de mostres properes al contacte amb dics de pòrfir granític d'edat probablement pèrmica (per comparació amb la resta de cossos intrusius tardiherciniàns dels Catalànids; Enrique, 1990). El caràcter lleugerament més radiogènic d'aquestes mostres, en relació a les mostres dels dipòsits estratiformes menys afectats pel contacte amb el pòrfir, i la seva edat més recent, poden ser explicades a partir d'una mescla o contaminació amb fluids més radiogènics procedents de la intrusió del pòrfir. Altres autors també han reconegut situacions similars. Per exemple, Velasco *et al.* (1996), proposen que les intrusions granítiques tardanes que afecten a dipòsits estratiformes paleozoics els poden contaminar amb plom més radiogènic. En el cas de la galena del Mas del Bessó (*Bes-3*), per tant, el fluid contaminant podria estar relacionat amb la intrusió del dic de pòrfir (Alfonso *et al.*, 1999).

El decalatge d'edat entre el sediment encaixant i l'edat model de la galena en dipòsits sedex ha estat descrit en diversos dipòsits. Un exemple és el dipòsit encaixat en sèries devonians de Rammelsberg (cu-Zn-Pb-Ba), a Alemanya, on l'edat model de la galena és 60 m.a. més recent que l'edat del sediment encaixant (Large i Walcher, 1999). Segons Tischendorf *et al.* (1993) aquesta diferència és originada per una recristal·lització «diagenètica-metamòrfica» durant l'orogènia hercinià.